





UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

---

# MÉMOIRES

DU

SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE  
D'ALSACE ET DE LORRAINE

---

N° 2

JEAN JUNG

CONTRIBUTION A LA GÉOLOGIE  
DES VOSGES HERCYNiennes D'ALSACE

(AVEC 5 PLANCHES ET DEUX CARTES HORS TEXTE)

---

STRASBOURG

SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE D'ALSACE ET DE LORRAINE  
1, RUE BLESSIG

---

STRASBOURG  15, RUE DES JUIFS

1928





MÉMOIRES  
DU SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE  
D'ALSACE ET DE LORRAINE

---

N° 2

JEAN JUNG  
CONTRIBUTION A LA GÉOLOGIE  
DES VOSGES HERCYNIENNES  
D'ALSACE

---

STRASBOURG  
SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE D'ALSACE ET DE LORRAINE  
1, RUE BLESSIG

---

1927



## PRÉFACE





## A. — HISTOIRE DE LA GÉOLOGIE DES VOSGES.

Le but que se propose la publication de ce mémoire apparaîtra mieux après une revue sommaire de l'ensemble des travaux géologiques qui ont eu jusqu'ici pour objet les Vosges hercyniennes.

En Alsace, comme dans la plupart des autres régions de France, les premières explorations géologiques furent entreprises par trois savants, GUETTARD, MONNET et LAVOISIER qui, dans les dernières années du règne de Louis XV, avaient reçu la mission d'établir un rapport sur les richesses minéralogiques du pays.

Les voies qu'ils suivirent furent bien différentes. LAVOISIER devait s'illustrer comme fondateur de la chimie, tandis que GUETTARD jetait les premiers fondements de la stratigraphie et de la géographie physique. C'est cependant à leur collaboration qu'est dû le premier travail scientifique sur la géologie des Vosges : une note détaillée sur les mines de houille de Roderen, que l'on trouve dans les Mémoires de l'Académie des Sciences de 1778 [1].

Mais c'est surtout à MONNET [3] que la géologie de nos régions est redevable. Véritable précurseur des pétrographes modernes, il s'intéressa non pas à la répartition géographique des terrains, mais à leur nature chimique et minéralogique. Il décrivit avec détail les carrières, leurs roches et leurs minéraux. « A mesure que la minéralogie fait des progrès, lit-on dans ses œuvres, on a senti qu'elle ne devait pas se borner à la connaissance des minéraux et à la manière de les enclasser ; on a reconnu qu'elle devait avoir une autre destination et une autre branche non moins importante : c'est de nous faire connaître les minéraux dans les lieux mêmes où ils se trouvent, de nous montrer leur étendue, leur position, leur manière d'être dans la terre, en un mot la composition du globe que nous habitons. » Appliquant ces principes généraux aux Vosges, MONNET consigna dans son Atlas minéralogique de la

France, paru en 1780, de très nombreuses observations. Il distingua notamment les granites, les gneiss et les couronnements de grès rouge des sommets des montagnes. Ce travail, par la minutie de ses descriptions, est resté jusqu'à ÉLIE DE BEAUMONT une œuvre fondamentale sur la géologie de la région.

Les successeurs de MONNET furent loin de l'égaliser. Les uns, tels DE DIÉTRICH [5], se donnèrent pour tâche d'étudier les gisements de minerais utiles ; d'autres ne furent que des théoriciens obscurs. Seule la réputation de leur auteur peut faire signaler ici les Notes sur la géologie et la lithologie des Vosges, de DÉODAT DE DOLOMIEU [6].

Ce n'est qu'en 1825 que reprennent les travaux de caractère nettement scientifique, avec une description des régions rhénanes due à trois géologues allemands : VON OEYNSHAUSEN, VON DECHEN et VON LA ROCHE [11]. Dans ce mémoire les grands traits de la géologie des Vosges se trouvent esquissés. On y voit mentionnées, par exemple, la présence de grauwackes et de calcaires dans la vallée de la Bruche et la similitude de ces formations avec celles du sud des Vosges, l'existence au pied méridional du Champ-du-Feu de schistes anciens qui durcissent au contact du granite, la superposition à Villé des grès rouges au terrain houiller, etc.

Il semble que cette publication ait donné à l'étude de la géologie des Vosges une impulsion véritable. A partir de ce moment les notes se succèdent. Citons entre autres : la Topographie minéralogique de l'Alsace de VOLTZ [19], publiée en 1828, les nombreux travaux de HOGARD, PUTON, ROZET, parus entre 1830 et 1840 et décrivant le département des Vosges ; ceux de THIRRIA [20] sur les formations de la Haute-Saône, ceux d'ÉLIE DE BEAUMONT notant diverses particularités géologiques et minéralogiques des environs de Schirmeck.

En 1841 l'apparition de l'Explication de la Carte Géologique de la France de DUFRÉNOY et ÉLIE DE BEAUMONT [33] marque, pour les Vosges, le couronnement de cette période féconde. Les deux auteurs de ce mémoire capital s'étaient partagé la description géologique des diverses provinces de la France ; par un heureux hasard, les Vosges et l'Alsace échurent à ÉLIE DE

BEAUMONT qui en fit la description magistrale que l'on connaît.

Le mérite d'ÉLIE DE BEAUMONT ne fut pas seulement de rendre compte d'observations nouvelles, mais aussi de grouper les documents fournis par ses prédécesseurs, de dégager les grandes lignes de la charpente des Vosges et de poser dans toute leur généralité les problèmes de la stratigraphie et du métamorphisme.

D'après ÉLIE DE BEAUMONT, le massif ancien des Vosges comprend trois sortes de terrains : des granites, des gneiss et des terrains de transition. La tâche du géologue est donc, d'une part, de préciser l'âge et la nature pétrographique de ces formations ; d'autre part, d'élucider l'obscur question des rapports qui existent entre elles.

Les granites peuvent être divisés en deux groupes, différant par l'aspect autant que par le mode de gisement. Il semble que ces deux groupes soient aussi d'origine différente. Le granite porphyroïde forme des massifs définis et contient des enclaves schisteuses ; il est, sans doute, d'origine éruptive. Au contraire le granite grenu a deux micas ; il passe insensiblement au gneiss et serait ainsi d'origine métamorphique.

Les gneiss se rattachent en effet aux roches massives ; mais il est difficile de ne pas être frappé d'autre part par leur analogie avec le terrain de transition qui comme eux est stratifié, chargé de couches graphiteuses et de lentilles calcaires.

Comment expliquer ces affinités contradictoires ? A ce problème il convient d'adapter « l'ingénieuse et flexible théorie du métamorphisme ». Les gneiss ne seraient pas, ainsi que le veut l'opinion vulgaire, des témoins de la croûte terrestre primitive, mais des terrains sédimentaires stratifiés ayant subi « par l'influence de la chaleur et de certains agents chimiques un changement dans leur état cristallin et peut-être dans leur composition ».

Cette hypothèse, dont la géologie moderne a ratifié l'exactitude, entraîne des conséquences stratigraphiques bien singulières.

« C'est une question encore très obscure à mes yeux que celle des rapports d'âge qui existent entre le vaste système schisteux qui, suivant toutes les apparences, forme le support des terrains



secondaires dans une grande partie de la France, et le système du gneiss, du leptynite et du granite commun. Les anciens usages de la géologie voudraient que l'on fit au système du gneiss, du leptynite et du granite les honneurs de la priorité : mais la théorie du métamorphisme permettrait que l'on considérât les deux systèmes comme contemporains, et que l'on vît dans le gneiss avec amas calcaire du Chippal et Laveline et de Saint-Philippe une recristallisation des schistes avec amas calcaire de Framont, de Vackebach et de Schirmeck, qu'on ne vît de même dans le gneiss avec anthracite et graphite du Val-d'Ajol qu'un état métamorphique des schistes avec veines d'anthracite du Salbert, d'Anjoutey et de Guebwiller ».

Quant au Terrain de transition, la stratigraphie y est rendue difficile par le manque de fossiles ; il se répartit en deux massifs : l'un entoure le massif du Champ du Feu, l'autre constitue les montagnes des Vosges méridionales.

Le massif septentrional pourrait être assimilé au Terrain de transition inférieur (Cambrien et Dévonien), tandis que le massif méridional représenterait plutôt le Terrain de transition supérieur ou Système du porphyre brun, ainsi nommé d'après les nombreuses coulées d'ortophyre brunâtre qui y sont intercalées.

Sur ces terrains anciens reposent alors en discordance le terrain houiller, puis des grès rouges et enfin les Grès vosgiens.

La synthèse des Vosges d'ÉLIE DE BEAUMONT termine une première période de l'histoire de la géologie des Vosges ; on pourrait l'appeler la période des précurseurs.

Les géologues de l'époque suivante, peu nombreux d'ailleurs, appartenrent à cette génération de savants, parfois naturalistes éminents, auxquels la France doit les Statistiques départementales parues surtout entre 1850 et 1870 et que l'on consulte si souvent encore aujourd'hui.

Le département du Haut-Rhin, qui contient la presque totalité des Vosges hercyniennes d'Alsace, fut l'objet d'une description complète de J. KOEHLIN-SCHLUMBERGER et J. DELBOS [88]. On trouve dans les travaux de ces auteurs une foule de renseignements, généralement exacts et soigneusement classés. Aussi

leur ouvrage, et la Carte géologique à 1 : 80.000 qui y est jointe, est-il resté fondamental pour la connaissance des Vosges. Mais il faut avouer que l'absence de toute idée générale de quelque valeur n'en rend pas la lecture attrayante. Un mémoire antérieur de KOECHLIN-SCHLUMBERGER [86] est surtout connu par une étude de SCHIMPER sur la flore des terrains de transition, qui se trouve à la suite.

Dans le Bas-Rhin, c'est à DAUBRÉE [76] que fut confiée la description géologique et minéralogique du département. Mais les limites du Bas-Rhin n'englobaient à cette époque qu'un très petit morceau des Vosges, hercyniennes, dans le Val de Villé et la basse vallée de la Bruche, en sorte que ce travail est pour nous d'une moindre importance.

Quant au département des Vosges, il avait été exploré bien antérieurement (1848) par DE BILLY [55]. Aussi la description de cet auteur est de conception plus archaïque que celle de KOECHLIN-SCHLUMBERGER.

Tous ces géologues furent essentiellement des stratigraphes. Il faut citer à côté d'eux le géologue minéralogiste DELESSE, auteur d'une série de travaux publiés entre 1847 et 1856 dans les Annales des Mines sous le titre de Mémoire sur les roches des Vosges. Les minéraux des roches y sont décrits et analysés avec la précision et la méthode qui caractérisent les travaux de cette époque. Mais les incursions de DELESSE dans le domaine des grandes théories pétrographiques n'ont pas abouti à d'heureux résultats.

Les descriptions de DELESSE, de KOECHLIN-SCHLUMBERGER et DELBOS et de DAUBRÉE terminent la série des anciens travaux alsaciens de langue française.

Lorsque, quelques années après l'annexion de l'Alsace, les géologues allemands reprirent l'étude des Vosges, l'emploi du microscope polarisant était venu renouveler les procédés d'étude des vieux terrains. L'observation directe permettait désormais d'aborder des problèmes dont la solution était restée, jusque-là, du domaine de l'hypothèse.

La première manifestation de la nouvelle école fut très brillante. En 1877, dans un mémoire qui acquit bientôt une célébrité



mondiale, ROSENBUSCH [101] put tirer, de l'étude des contacts granitiques des environs d'Andlau, certaines conclusions qu'il regarda bientôt comme les lois générales du métamorphisme. D'après ces lois le granite n'agirait que d'une façon purement physique, sans modifier en aucune manière la composition chimique de la roche encaissante.

On sait comment, quelques années plus tard, les observations de MICHEL-LÉVY à Saint-Léon, dans l'Allier, montrèrent que les lois de ROSENBUSCH n'étaient pas sans exception, et comment l'accord entre les deux conceptions ne se fit qu'après les travaux de A. LACROIX sur les actions de contact du granite des Pyrénées.

Le mémoire de ROSENBUSCH fut suivi de plusieurs publications analogues, consacrées à la description micrographique des roches de certaines parties des Vosges. Mais aucune d'entre elles n'eut la fortune de faire connaître d'importants faits nouveaux ; leur intérêt est resté purement régional.

Ce fut d'abord le mémoire de GROTH (1877) [102] sur les gneiss de la vallée de Sainte-Marie-aux-Mines, puis celui de COHEN (1899) [137] sur le haut Val de Villé ; enfin, tout dernièrement, celui de BUECKING (1918) [191] sur le massif du Champ du Feu et la vallée de la Bruche.

Parallèlement à ces grandes descriptions s'accumulaient peu à peu, ainsi que le montre la liste bibliographique jointe au présent mémoire, des études locales, des comptes-rendus, des notes d'importance moindre : elles constituent actuellement un vaste dossier de la géologie des Vosges d'Alsace.

Il serait sans intérêt d'analyser ici, l'une après l'autre et dans l'ordre chronologique, les différentes publications qui se sont succédé pendant cette période.

Bornons-nous à jeter un coup d'œil sur les différents domaines d'activité des géologues jusqu'en 1918.

La cartographie des Vosges hercyniennes d'Alsace est restée extrêmement pauvre. La Carte géologique détaillée de la France à 1 : 80 000 n'étend les contours en Alsace, au-delà de l'ancienne frontière, que pour une étroite bande de terrain. Les feuilles Lunéville, Strasbourg, Épinal, Colmar, levées par VÉLAIN, sont d'ailleurs

d'une édition déjà ancienne et peu précise. La feuille Lure plus récente (1911), due à VÉLAIN et à ALB. MICHEL-LÉVY, donne une représentation précieuse de l'allure des terrains primaires du massif méridional ; mais la complication de la géologie fait que les contours indiqués ne peuvent être regardés que comme [une première approximation.

Les géologues allemands ont parfois reproché à la carte française son manque de précision. Mais le mieux est l'ennemi du bien : le souci d'extrême exactitude qu'apportait dans toutes ses publications la Geologische Landesanstalt von Elsass-Lothringen fit qu'il ne put mener à bonne fin aucune feuille de la carte géologique à 1 : 25.000 intéressant les Vosges hercyniennes.

Jusqu'à présent donc la vieille carte de KOEHLIN-SCHLUMBERGER reste seule à représenter la presque totalité du domaine qui nous intéresse ; les documents partiels sont nombreux au contraire, grâce aux fragments de carte publiés à la suite de différents mémoires. Ces cartes sont très inégales de valeur et de facture. Les anciennes cartes à 1 : 80 000 de ROSENBUSCH et de GROTH ont des contours assez flous ; mais la carte du massif du Champ-du-Feu, donnée par BUECKING en 1918, demande à être examinée à la loupe. Les cartes d'ensemble de BENECKE et de REGELMANN ne peuvent guère être prises en considération à cause de l'exiguité de leur échelle.

La stratigraphie des Vosges hercyniennes a été complètement renouvelée, entre 1882 et 1896, par les découvertes successives de gisements fossilifères. La présence de fossiles du Calcaire carbonifère dans les grauwackes de Bourbach-le-Haut fut signalée pour la première fois par BLEICHER [110], en 1882, dans les Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Puis d'autres gisements furent découverts.

De leur côté les formations de la vallée de la Bruche, attribuées d'abord par VÉLAIN et BLEICHER au Carbonifère, fournirent en 1888 à JAECKEL [136] la faune caractéristique du Givétien. Quelques fossiles eiféliens furent ensuite recueillis au sud de Champenay en 1896, par BENECKE et BUECKING (147).

Depuis cette époque aucune découverte paléontologique n'a plus été faite.

Cependant la revision par E. ASSELBERGS de fossiles très anciennement récoltés à Chagey, près de Belfort, a récemment permis à cet auteur de reconnaître la présence dans les Vosges de l'étage famennien [217].

On chercherait en vain dans les nombreux et volumineux travaux des pétrographes de l'école allemande qui se sont occupés des Vosges, autre chose qu'une nomenclature systématique des roches. Depuis ROSENBUSCH aucune des observations pétrographiques qui y sont consignées n'a présenté de véritable intérêt général.

La tectonique des Vosges n'a suivi que de très loin dans son évolution les progrès de la géologie moderne.

En 1900 BENECKE [167] nous présente encore une conception archaïque de la formation des montagnes, où interviennent des bouleversements dus aux éruptions et des failles à rejet énorme.

Plus tard VAN WERVEKE se montre partisan de théories orogéniques plus conformes aux idées du temps ; mais il n'admet pas l'existence de contacts anormaux dus à l'existence de nappes [177]. « Les grands mouvements tectoniques de la fin du Carbonifère inférieur, expose-t-il en 1907 à la Société géologique de Belgique, ont fortement redressé et plissé les couches ; en plusieurs endroits celles-ci ont été renversées ; mais nulle part nous ne connaissons jusqu'ici des traces des grands charriages qu'on a, peu à peu, appris à connaître dans les Alpes ».

Ce n'est qu'en 1914 que VON SEIDLITZ [188], géologue formé à l'école de SUSS et de MARCEL BERTRAND, démontra l'existence dans les Vosges de roches écrasées et de contacts anormaux, trahissant l'existence de phénomènes tectoniques d'envergure comparable à ceux des massifs alpins.

On verra plus loin comment la somme de nos connaissances a continué à s'accroître, sous l'égide du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine, grâce aux travaux de J. DE LAPPARENT,

E. SCHNAEBELÉ, W. WAGNER, J. JUNG et dernièrement N. ARABU, E. ASSELBERGHS et G. DELÉPINE (1).

## B. — BUT DU MÉMOIRE.

De cette revue des travaux géologiques sur les Vosges hercyniennes se dégage une antinomie paradoxale : d'une part il apparaît que ces terrains ont été minutieusement décrits dans leur totalité ; d'autre part, on ne peut manquer d'être frappé de voir combien toutes les notions relatives à la constitution et à la structure de l'ensemble des Vosges sont restées obscures, et difficiles à ranger dans les cadres de la géologie générale des temps primaires.

Le présent mémoire tente précisément de combler cette lacune.

Son titre, Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace, indique que mon ambition n'a pas été d'épuiser le sujet : les quelques résultats exposés plus loin ne constituent qu'une introduction à des études ultérieures.

Si actuellement les massifs cristallins et les schistes antédevoniens sont assez bien connus, tout le domaine de la série dévonodinantienne au contraire peut à peine compter parmi les régions dont la stratigraphie et la structure sont clairement comprises. J'espère cependant que ce mémoire facilitera la tâche des géologues,

---

(1) Ce mémoire était complètement rédigé quand j'ai eu connaissance du fascicule consacré à l'Alsace que viennent de publier KRAUS et WAGNER dans la collection *Die Kriegsschauplätze 1914—1918*. Cet opuscule contient un grand nombre de documents inédits et devra désormais être consulté par tous les géologues s'intéressant à l'Alsace. On y trouvera une mise au point de la géologie des Vosges suivant les conceptions traditionnelles qui ont été, jusqu'en 1918, celles de la Geologische Landesanstalt von Elsass-Lothringen. Les auteurs y répètent les vives critiques que l'un d'entre eux avait précédemment formulées ailleurs contre mon interprétation de la géologie des Vosges. Je n'ai rien à ajouter à la réponse donnée plus loin (page 341) à ces critiques : ni par leurs arguments positifs, ni par leurs objections KRAUS et WAGNER ne m'ont conduit à modifier mes idées. Il est donc inutile pour l'instant de poursuivre la discussion ; il appartiendra au temps de nous départager.

en leur faisant connaître un grand nombre d'observations et d'interprétations nouvelles et en leur fournissant une base de recherche et de discussion.

Ce travail a été exécuté à l'Institut des Sciences géologiques de l'Université de Strasbourg. Je dois aux maîtres éminents que j'y ai rencontrés une profonde gratitude pour la bienveillance avec laquelle ils m'ont accueilli dans leurs laboratoires, puis dirigé dans mes recherches.

Ma dette est particulièrement grande envers M. J. DE LAPARENT, professeur de Pétrographie. Alors que je me destinais à l'étude de sciences d'un autre ordre, c'est lui qui m'a engagé à aborder celle de la géologie et, tout particulièrement, la lithologie des Vosges. En me confiant les fonctions de préparateur, ensuite celles de chef des travaux dans son laboratoire, il m'a permis de me consacrer à des recherches purement scientifiques. Il a enfin suivi pas à pas l'élaboration de la partie pétrographique de ce mémoire avec une sollicitude amicale et une libéralité dont je garderai un souvenir ineffaçable.

M. M. GIGNOUX, professeur de Géologie et de Paléontologie à l'Université de Strasbourg de 1919 à 1926, et maintenant à l'Université de Grenoble, a été également un maître dont je ne saurais oublier les leçons. Sur le terrain comme au laboratoire j'ai eu constamment recours à son expérience et à son savoir. Sous son influence mes recherches, limitées primitivement aux roches des Vosges, se sont étendues ensuite à la tectonique et à la stratigraphie. Enfin les méthodes de la géologie alpine, qu'il m'a fait connaître et aimer, ont fixé le cadre de ce travail et son caractère. Je lui exprime ici toute ma reconnaissance.

J'ai fréquenté aussi le laboratoire de M. G. FRIEDEL, chargé du cours de Minéralogie et directeur de l'Institut des Sciences géologiques, dont la compétence s'étend à tant de domaines variés. J'ai eu souvent recours à sa connaissance des espèces minérales et partout l'on retrouvera sans peine, dans les pages qui suivent, l'influence de ses idées sur la tectonique des massifs cristallins.

Mes remerciements les plus vifs vont à M. EMM. DE MARGERIE, directeur du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine,



qui m'a constamment et puissamment aidé en mettant à ma disposition les admirables ressources que constituent les collections la bibliothèque et les archives de son Service. Il a grandement honoré mon travail en acceptant de l'insérer dans les mémoires dont il dirige la publication. La sympathie agissante qu'il m'a témoignée en tant d'occasions diverses m'a laissé ignorer les difficultés qui s'opposent actuellement à la publication des travaux de science pure.

Je n'oublie pas non plus ce que je dois aux géologues et pétrographes, français et étrangers, à l'assistance desquels j'ai eu recours pour divers points de détail.

La comparaison des roches des Vosges avec celles d'autres régions françaises m'a été grandement facilitée par la bienveillance avec laquelle M. A. LACROIX, secrétaire perpétuel de l'Académie des Sciences et professeur de Minéralogie au Muséum, et M. ALB. MICHEL-LÉVY, professeur de Pétrographie à la Sorbonne, m'ont ouvert l'accès de leurs laboratoires. Tous deux m'ont permis d'étudier, sous la direction de Mme JÉRÉMINE, les matériaux originaux que leurs travaux ont rendus classiques.

Pour la détermination des fossiles dévoniens de Chagey, dont le mauvais état de conversation ne permettait qu'à un spécialiste éminent de fournir un diagnostic, je me suis adressé à M. ASSELBERGHS, professeur à l'Université de Louvain, qui a accepté avec un grand dévouement d'entreprendre ce travail délicat.

La stratigraphie des Vosges ne doit pas moins à M. le Chanoine DELÉPINE, professeur de Géologie à l'Université Catholique de Lille, que sa compétence en matière de paléontologie dinantienne rendait seul capable de reprendre avec autorité les anciens travaux de TORNQUIST sur la faune de Bourbach-le-Haut. Il m'a fait bénéficier avec désintéressement des résultats encore inédits de son étude.】

L'exactitude de la carte géologique que je donne des Vosges doit beaucoup à l'obligeance de Mlle G. COUSIN, collaboratrice au Service de la Carte géologique de la France, qui m'a permis de tenir compte des principales modifications qui seront apportées par elle aux contours géologiques de la feuille Lure lors de la prochaine édition.

M. P. BELIN, ingénieur chimiste, a exécuté les analyses de roches avec tout le soin et l'habileté souhaitables.

Je ne manquerai enfin pas d'évoquer ici le souvenir de la réunion extraordinaire qu'a tenue dans les Vosges, en septembre 1925, la Société géologique de France. J'ai été vivement sensible à l'honneur qui m'est échu de pouvoir conduire la Société sur le terrain de mes recherches. L'approbation qu'ont bien voulu me donner à cette occasion plusieurs géologues illustres, qui se trouvaient parmi les membres présents de la Société, m'encourage grandement à livrer à la critique ce travail.

---

# INTRODUCTION

---

## EXPLICATION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DES VOSGES HERCYNiennes



## 1. RÉGIONS NATURELLES. <sup>(1)</sup>

---

### A. — DISPOSITION D'ENSEMBLE.

Les Vosges sont constituées par un socle hercynien, plissé et abrasé, supportant en discordance une couverture horizontale de Permien et de Trias.

Tandis que dans les Vosges méridionales au sud de la vallée de la Bruche le socle ancien fait saillie, dans les Vosges septentrionales il s'enfonce sous les terrains de couverture qui le cachent complètement.

Ainsi s'individualisent deux grandes régions naturelles : les Vosges gréseuses au nord et les Vosges hercyniennes au sud.

Les Vosges s'abaissent progressivement vers l'ouest et se raccordent sans heurt au Plateau lorrain.

Au contraire vers l'Alsace la chute est brusque : la coupure entre la montagne et la plaine correspond à une zone faillée, amenant la juxtaposition des terrains durs des montagnes avec les sédiments meubles oligocènes de la Plaine rhénane. Ceux-ci comblent une fosse profonde encastrée entre les massifs anciens des Vosges et de la Forêt-Noire.

---

(1) Dans le tracé de la carte comme dans le présent texte explicatif, une place prépondérante a naturellement été donnée aux Vosges hercyniennes. Les terrains de couverture des régions avoisinantes n'ont été représentés et décrits que comme le cadre des terrains anciens, et d'une manière schématique. Pour les questions de morphologie et la stratigraphie des terrains secondaires, je me suis inspiré des notices données par H. BAULIG et M. GIGNOUX dans le livret-guide inédit de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Alsace (1925).



La marge de cet effondrement n'est d'ailleurs pas complètement abrupte : presque toujours entre la montagne et la plaine s'intercale un étroit palier intermédiaire, auquel on a donné le nom de Zone sous-vosgienne. On y trouve une juxtaposition de petits compartiments plus ou moins déprimés, où affleurent différents niveaux du Trias, du Lias, du Jurassique moyen et du Tertiaire. La largeur de cette zone est variable. Souvent réduite à un mince liseré, elle s'élargit parfois en découpant le massif vosgien comme de golfes largement ouverts. Ces golfes, reconnaissables sur la carte à la marquetterie de compartiments faillés qui les constituent, sont aussi désignés sous le nom de champs de fractures.

La carte montre dans sa partie septentrionale l'extrémité sud du champ de fractures de Saverne, le plus vaste de tous, qui se termine en biseau à hauteur de la montagne de Dambach. Puis vient le champ de fractures de Ribeauvillé, d'extension plus modeste ; enfin le champ de fractures de Rouffach qui se prolonge, entre les Vosges et la plaine du Sundgau, jusqu'aux collines belfortaines. A partir de là, aux failles d'effondrement se substituent peu à peu de larges ondulations, effets ultimes des plissements du Jura.

Chacune de ces régions a des caractères physiques bien individualisés.

#### B. — CARACTÈRES DES DIVERSES RÉGIONS.

LES VOSGES HERCYNiennes. — Les Vosges hercyniennes sont constituées uniformément par des terrains durs : granites, gneiss, terrains primaires. Ces derniers, de composition surtout gréseuse, sont souvent encore durcis par l'action des magmas granitiques. Aussi forment-ils les sommets les plus élevés : le Hohneck (1366 m.), le Ballon de Guebwiller (1426 m.), le Ballon d'Alsace (1250 m.). Ces sommets n'offrent pas de profils aigus ; ils ont le caractère de hauts plateaux à peine bombés, dont l'allure paisible contraste vivement avec les abrupts sauvages qui les raccordent aux vallées.

Ce sont effectivement des fragments isolés, des témoins de la pénéplaine horizontale sur laquelle s'étaient déposés les

sédiments permo-triasiques actuellement déblayés par l'érosion. Le sommet plat du Hohneck, par exemple, se trouve précisément sur le prolongement extrême d'un plan idéal qui, passant par la base des plateaux triasiques de Lorraine, coïnciderait avec les petites buttes de Grès bigarré qui parsèment de leurs éminences la région cristalline et montueuse comprise entre la crête des Vosges et le bassin de la Moselle : Hautes-Chaumes (1300 m.), Nayemont (967 m.), butte de Thirville (759 m.), butte de l'Avison (600 m.), enfin le plateau lorrain à Bruyères (580 m.).

Vers l'Alsace la pénéplaine apparaît avec beaucoup moins de netteté car elle a été dénivelée par un grand nombre de failles, qui en abaissent l'altitude par saccades suivant une succession de compartiments en escalier. Aussi trouve-t-on le Grès bigarré à des altitudes diverses.

Seule la région située au nord du massif du Champ-du-Feu s'approche du régime lorrain, avec sa côte continue de Permien et de Trias (Chatte-Pendue, Donon, Porte-de-Pierre, Schneeberg) se raccordant à des buttes témoins avancées telles que le Voyemont et le Climont.

Au sud du Champ-du-Feu le régime est beaucoup plus irrégulier ; les terrains de couverture sont tantôt juchés sur des sommets, à des altitudes quelconques (Tœnchel, Haut-Kœnigsbourg, Hohnack) et tantôt encaissés entre des failles dans des bassins effondrés, tel que celui du Val-de-Villé. D'une manière générale, tous les témoins de Grès bigarré sont situés à l'est d'une faille passant elle-même à l'ouest des plateaux triasiques dont font partie le Tœnchel et le Hohnack. Entre cette faille et la ligne culminante des Vosges on ne rencontre aucun lambeau de terrain appartenant à la couverture horizontale. Dans la région située au sud de la vallée de la Fecht les terrains de couverture font aussi complètement défaut.

Si la morphologie des Vosges hercyniennes tire ses traits caractéristiques de la présence d'une ancienne couverture de Grès bigarré, actuellement disséquée et partiellement abrasée par l'érosion, il s'en faut cependant que les terrains constituant le

socle hercynien lui-même, dans lequel le relief des Vosges est sculpté, ne jouent qu'un rôle négligeable.

Aux grands culots granitiques durs et résistants correspondent des sommets ou des lignes de crêtes. Tel est le cas du Champ-du-Feu, du Brézouard, des Hautes-Chaumes, du Hohneck, du Ballon d'Alsace.

Les massifs de gneiss, au contraire, correspondent à des régions relativement déprimées suivies par les cours d'eau. Ainsi les ruisseaux et rivières convergeant vers Saint-Dié, et dont les plus importants sont la Meurthe et la Fave, drainent le massif des gneiss d'Urbeis, tandis que le bassin d'alimentation de la Liepvrette coïncide avec le massif de gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. Il n'y a pas lieu de parler ici du massif de Remiremont, à peine dégagé de sa couverture triasique.

Plus encore que les gneiss, les schistes antédévonien de Steige et de Villé ont donné naissance à des zones déprimées à topographie molle.

Au contraire les terrains dévonien et dinantiens engendrent, ainsi que le granite et grâce à leur dureté, des formes très montagneuses. La diversité des roches produit des lignes plus marquées et des paysages moins monotones que ceux des massifs granitiques. Les grauwackes du Dinantien du sud des Vosges, durcies par métamorphisme, constituent des sommets élevés tels que le Ballon de Guebwiller et le Rothenbach, dont le profil irrégulier ou même relativement aigu diffère notablement de la gibbosité des ballons granitiques.

Quant à la morphologie des vallées, elle est commandée par la nature de l'agent érosif bien plus que par la constitution du sol et il n'y a lieu de distinguer que les vallées à modelé d'origine glaciaire et les vallées purement fluviales.

Les glaciers quaternaires ont dû avoir une large extension dans les Vosges, surtout sur le versant lorrain où les moraines terminales sont situées bien au-delà des régions proprement montagneuses : par exemple la moraine de Noir-Gueux près de Remiremont et la moraine de Mélisey (Haute-Saône).

Mais la topographie glaciaire n'a conservé de caractères typiques que dans les très hautes vallées des Vosges méridionales :

vallées de la Weiss, de la Fecht, de la Lauch, de la Thur, de la Doller à l'est, vallées du Rahin, de la Moselle, de la Moselotte et de la Vologne au sud et à l'ouest.

Ces vallées ont le profil transversal classique en auge, avec fond plat et parois abruptes, et le profil longitudinal en gradins, avec paliers et cirques occupés par des lacs.

Au contraire, les vallées fluviales ont une pente régulière et un profil en V très ouvert. Les versants sont souvent recouverts de nappes de limon de ruissellement qui vont se raccorder aux alluvions récentes et aux cônes de déjection.

Les Vosges hercyniennes, pays montagneux à sol pauvre, sont couvertes en grande partie par la forêt ; les parties déboisées ou situées à grande altitude sont occupées par des pâturages (chaumes lorraines, Wasen et Matten d'Alsace). Les vallées mêmes sont plus industrielles qu'agricoles.

LES VOSGES GRÉSEUSES. — La carte ne comprend qu'une petite partie des Vosges gréseuses : leur bord méridional, aux sinuosités capricieuses, domine les Vosges hercyniennes entre Raon-l'Étape et Urmatt.

Ce sont de grands plateaux constitués par la partie inférieure du Grès bigarré dite Grès vosgien, reposant sur les assises irrégulières du Permien et couronnées par les bancs durs du Grand Conglomérat aux corniches ruiniformes.

Les plus hauts sommets des Vosges gréseuses sont situés sur la bordure sud des plateaux où ils dominent le soubassement hercynien de la vallée de la Bruche. Ce sont le Schneeberg (961 m.), la Porte-de-Pierre (1009 m.) et le Donon (1008 m.). Leur altitude s'abaisse rapidement vers le nord et plus encore vers l'ouest et vers les plateaux lorrains.

Les Vosges gréseuses sont presque uniformément couvertes par la forêt.

LE PLATEAU LORRAIN. — Le Permien et le Grès vosgien du bord oriental du Plateau lorrain ne sont autre chose que le prolongement vers le sud, et à une altitude moindre, des Vosges gréseuses. S'envoyant progressivement vers l'ouest, ces terrains

sont bientôt recouverts par les assises supérieures du Trias, puis par le Lias et le Jurassique moyen, qui apparaissent dans l'angle sud-ouest de la carte.

Le Permien affleure sur de grandes surfaces dans la région de Saint-Dié et de Ronchamps. Il y détermine des dépressions à topographie indécise, auxquelles on donne le nom de bassins permien. Les grès rouges et les tufs décalcifiés qui constituent cet étage ne permettent que de maigres cultures.

Plus à l'ouest viennent les grès bigarrés du Trias, formant des plateaux boisés ou incultes dominant le Permien par une côte escarpée : le Bois de la Madeleine devant la dépression de Saint-Dié, le Bois de Chérumont devant la dépression de Ronchamps et Belfort.

Les plateaux calcaires du Muschelkalk qui font suite, à l'ouest, aux grès bigarrés, ont des sols fertiles s'opposant aux terres froides siliceuses, issues des grès. De nombreuses agglomérations se sont développées aux confins des deux régions naturelles. Telle est la position de Cirey, Badonviller, Ramberviller, Épinal, Luxeuil, Lure.

Enfin la région belfortaine est étroitement liée au Plateau lorrain. Mais ici les strates de terrain sont assez fortement inclinées pour engendrer, au lieu de plateaux étendus, des bandes étroites de nature variée. Seuls les calcaires du Jurassique moyen et supérieur forment des plateaux secs de quelque étendue, éléments avancés du Jura tabulaire.

LA ZONE SOUS-VOSGIENNE. — La Zone sous-vosgienne s'étend entre les Vosges et la plaine d'Alsace ou, plus exactement, entre la Faille vosgienne et la Faille rhénane. Ces deux failles limitent respectivement, vers l'ouest et vers l'est, les affleurements des terrains jurassiques. La juxtaposition de petits compartiments faillés, de nature diverse, se traduit par un paysage de collines arrondies où, d'une manière générale, les marnes du Lias et du Keuper donnent naissance à des dépressions, tandis que les calcaires compacts du Muschelkalk et de la Grande Oolithe constituent les éminences.

La Zone sous-vosgienne est la seule région calcaire de l'Alsace ;



elle tire de ce fait des caractères très particuliers : c'est par excellence la région du vignoble. Sa richesse a provoqué la naissance d'un grand nombre de petites cités prospères et pittoresques : Obernai, Ribeauvillé, Riquewihr et autres.

LA PLAINE RHÉNANE. — La Plaine rhénane est essentiellement constituée par des terrains tertiaires, mais ceux-ci n'apparaissent que rarement à la surface. Ils sont le plus souvent masqués par une couverture épaisse de dépôts quaternaires : dans les parties basses, par des alluvions ; sur les terrasses et les bas plateaux, par le loess argileux.

C'est le Quaternaire presque seul qui influence la morphologie et la nature du sol. Les plateaux couverts de loess ont des sols fertiles se prêtant à la grande culture des céréales ; les alluvions anciennes, sèches et décalcifiées, ne portent que des forêts ; enfin les alluvions récentes forment de bas marécages où serpentent les innombrables ramifications du Rhin et de l'Ill. Cette dernière région porte le nom caractéristique de Ried. Lorsque les marais sont drainés, ils donnent naissance à des terres noires et humides favorables aux cultures maraîchères.

Dans la partie tout à fait méridionale de la plaine, la monotonie des dépôts d'alluvions est rompue par l'apparition de plateaux constitués par les marnes et calcaires oligocènes. C'est la région naturelle du Sundgau qui va se souder, vers l'ouest, aux collines belfortaines.

---

## 2. SÉRIE STRATIGRAPHIQUE.

---

### A. — LES TERRAINS DES VOSGES HERCYNiennes.

Les terrains plissés qui constituent les Vosges hercyniennes sont, d'une part, un complexe de base très ancien qui n'a livré jusqu'ici aucune trace de restes organiques (et dont l'âge est par conséquent inconnu); d'autre part, une série de constitution lithologique très différente contenant, en quelques points, des fossiles dévoniens et dinantiens.

Nous appellerons le premier complexe, faute de dénomination plus précise, Série anté-dévonienne; il s'agit là de formations qui ont été maintes fois plissées et métamorphisées avant d'être englobées comme un matériel ancien dans les Vosges hercyniennes.

Le groupe de terrains qui fait suite à cette série comprend le Dévonien et la partie inférieure du Carbonifère; ce sont les dépôts formés jusqu'au moment du plissement de la chaîne hercynienne. L'absence de fossiles, en dehors de quelques gisements classiques, ne permet pas de distinguer avec précision la succession des étages qui ont été reconnus dans les régions plus favorisées. Il n'est pas encore démontré que certains terrains, associés dans la vallée de la Bruche au Dévonien, n'appartiennent pas en fait au Carbonifère. Il y a avantage à désigner ce complexe homogène par un nom unique: nous l'appellerons Série dévono-dinantienne.

#### a) Série anté-dévonienne.

GNEISS (Z). — Les gneiss sont surtout développés dans les Vosges centrales, où ils forment des massifs allongés dans le sens

du plissement. Les trois massifs principaux sont : le massif des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines qui s'étend d'Orschwiller, dans la plaine du Rhin, au Bonhomme dans la haute vallée de la Weiss ; le massif d'Urbeis, de beaucoup le plus vaste, situé au nord-ouest du précédent et qui décrit un arc concentrique depuis Lalaye, dans le Val-de-Villé, jusque Gérardmer ; enfin, le massif de Remiremont, dont l'aire d'extension va de Remiremont à Bruyères.

Les autres affleurements de gneiss sont beaucoup plus restreints. L'exiguïté relative de ces lambeaux est due soit à des phénomènes tectoniques (région de Ribeauvillé, Belles-Huttes, Treh, Talhorn), soit à la digestion par les granites hercyniens (Trois Épis, Longemer, Liézey, Champdray, Val d'Ajol).

Au point de vue pétrographique, tous ces gneiss ont des caractères communs et appartiennent indistinctement à la série profonde de GRUBENMANN ; ce sont des cata-gneiss. Les variations régionales ne sont dues qu'à une plus ou moins grande imprégnation par les granites et les pegmatites.

Les *Gneiss à biotite* sont les plus fréquents et constituent le fonds banal, dans lequel viennent s'interstratifier les variétés de gneiss dont il sera question plus loin. Ils sont toujours très feldspathiques et montrent toutes les transitions existant entre des types à plagioclase relativement basique (andésine), et d'autres variétés riches en orthose et en plagioclases acides. Les gneiss à feldspath potassique passent par modification de texture à des gneiss granitiques.

Les *Gneiss à sillimanite et à cordiérite* ont un très beau développement en bordure du chemin des Trois-Fontaines entre Sainte-Marie-aux-Mines et Aubure, et à La Croix-aux-Mines (Vosges). La cordiérite est remarquablement fraîche dans une carrière ouverte en bordure de la route, en amont de cette dernière localité.

Les *Gneiss à sillimanite et à grenat* sont largement représentés dans la vallée de Sainte-Marie-aux-Mines, surtout sur la rive nord de la Liepvetre. Une carrière située en bordure de la route, entre Sainte-Marie-aux-Mines et Échery, donne des échantillons où le grenat et la sillimanite se voient parfaitement à l'œil nu.

Les *Gneiss à amphibole* sont liés en général aux amphibolites dont il sera question plus loin. Les *Gneiss à pyroxène* sont des roches grenues, de couleur claire, attirant peu l'attention ; elles sont certainement plus fréquentes qu'elles ne le paraissent. On les trouve à la Hingrie, dans la haute vallée de Rombach-le-Franc, à Saint-Philippe près de Sainte-Marie, et dans la vallée de Saint-Blaise.

AMPHIBOLITES (A). — Elles forment des lits épais de quelques mètres, régulièrement interstratifiés dans les gneiss. Elles sont remarquables par leur couleur sombre et leur dureté qui permettent d'en relever facilement les contours. Elles présentent un développement remarquable au sud de Sainte-Marie-aux-Mines, sur le chemin forestier entre le Rimpuy et la Mine de plomb, ainsi que dans la région de Saint-Pierre-sur-l'Hatte. Elles sont à plagioclase basique, avec hornblende brune ou verte.

CIPOLINS (C). — Ils sont assez fréquemment intercalés dans les gneiss, mais leurs affleurements ne sont bien exposés que dans des points où des carrières ont été ouvertes : la carrière de Saint-Philippe près Sainte-Marie-aux-Mines, la carrière du Chippal et celle de Mandray. Ces calcaires ne contiennent que des minéraux de métamorphisme magnésiens et calco-magnésiens, à l'exclusion des silicates uniquement calciques : ce sont le mica phlogopite, la forstérite (généralement serpentinisée), la pargasite, le diopside, les humites. Ils sont parcourus de pegmatites oligoclasiques plus ou moins transformées, secondairement, en une chlorite compacte (pseudophite). Enfin à Saint-Philippe se trouvent en grand nombre, dans le calcaire, des enclaves de roches cristallophylliennes diverses : amphibolites, pyroxénites et gneiss.

COMPLEXE DE GNEISS ET DE GRANITE (ZG). — Dans le massif cristallophyllien de Trois-Épis, les phénomènes de granitisation se sont développés d'une manière si intense qu'il est difficile de faire le départ entre la roche massive et la roche cristallophyllienne. D'autre part l'échelle de la carte ne permettrait pas de marquer l'intrication des deux types de formations. De tels complexes ont donc été représentés par un figuré distinct, affecté d'un symbole spécial. C'est un ensemble tout à fait identique à celui là que l'on connaît

à l'extrémité méridionale du massif d'Urbeis, au col de Martinpré près de Gérardmer. On en retrouve un autre, dont l'extension n'a pas été jusqu'à présent délimitée, à Liézay, à Champdray, au Tholy et dans le massif de Remiremont, où il passe à des gneiss à muscovite.

MICASCHISTES ET ROCHES ASSOCIÉES (Y). — Les micaschistes et différentes roches cristallophylliennes associées constituent des bandes, larges de quelques centaines de mètres, qui s'allongent immédiatement au nord du massif de gneiss d'Urbeis. Ce sont, dans la classification de GRUBENMANN, des schistes cristallins de la série moyenne, des méso-gneiss. On trouve, associés aux micaschistes proprement dits, des quartzites micacés, des amphibolites et des dolomies chloriteuses. Dans ces schistes cristallins sont injectées des pegmatites et des roches granitoïdes, qui forment des lignes de rochers saillants entre Colroy-la-Grande et Lalaye (crêtes au sud de Lubine, château du Bilstein près Urbeis, rocher de la Vierge à Lalaye).

Toutes ces roches ont été violemment étirées et parfois mylonitisées. L'étroitesse des bandes de micaschistes doit être rapportée à un intense laminage tectonique.

La percée du tunnel de Lubine a permis d'étudier cette zone dans des conditions exceptionnellement favorables. Actuellement le ravin qui, de Lubine, monte vers le col à l'est de l'Abatteux en donne la meilleure coupe.

SCHISTES DE VILLÉ (X 1). — Aux micaschistes font suite vers le nord des schistes sériciteux, moins cristallins, très finement plissés, auxquels Rosenbusch a donné le nom de Schistes de Villé. Ils sont atteints par un métamorphisme général très léger, et correspondent à la série supérieure (épi-gneiss) de GRUBENMANN. Les Schistes de Villé offrent un beau développement au rocher de la chapelle d'Albé près de Villé. Ils y sont gris, satinés, très plissés et parcourus par un grand nombre de filonnets de quartz blanc laiteux.

Au voisinage des micaschistes la proportion de quartz est souvent plus faible et le schiste devient tendre, avec mica en larges



membranes. A l'est du Climont il est parfois dur et quartzitique. De nombreux niveaux graphitiques y sont intercalés.

On a attribué les Schistes de Villé au Cambrien, par analogie avec des schistes semblables de Thuringe. Mais ce terme de comparaison est lui-même en fait d'âge indéterminé.

SCHISTES DE STEIGE (X 2). — Très différents des précédents, les Schistes de Steige sont tendres, rouges ou violacés et très fissiles. Ils ont le caractère de schistes ardoisiers bien que, pratiquement, leur médiocre résistance aux agents atmosphériques ne permette pas leur utilisation. On les trouve dans une unique bande de terrain, développée entre Saales et Andlau. Vers le nord ils sont recoupés par les granites du Champ-du-Feu et d'Andlau, dont les auréoles de métamorphisme ont fait l'objet du célèbre mémoire de ROSEBUSCH. Il n'y a qu'un seul point où les Schistes de Steige soient en contact avec les formations postérieures de date connue, au sud-est du mont Sainte-Odile ; mais les conditions d'observation sont là très mauvaises, tant à cause de l'état médiocre des affleurements que de l'intensité du métamorphisme granitique.

Les Schistes de Steige rappellent beaucoup les schistes cambriens de Thuringe et de l'Ardenne. Aussi les regarde-t-on généralement comme étant du même âge.

#### b) Série dévono-dinantienne.

DÉVONIEN (D). — Les terrains dévoniens sont répartis en deux massifs situés à l'extrémité méridionale et à l'extrémité septentrionale des Vosges hercyniennes. Au nord, ils constituent les massifs primaires de la vallée de la Bruche et de la vallée du Rabodeau ; au sud, ils forment les collines schisteuses qui, dans la région de Belfort, surgissent en forme d'îlots hors de leur couverture permienne et secondaire.

*Vallée de la Bruche.* — Les terrains vraisemblablement les plus anciens de ce groupe dévonien forment une longue traînée, coupant en biais le massif granitique du Champ-du-Feu, et dont les lambeaux de la Grande-Fosse, près de Saales, et de Saint-Nabor constituent les prolongements vers l'est et vers l'ouest. Ce sont

presque uniquement des roches volcaniques : coulées et tufs d'andésites et de dacites le plus souvent métamorphisés par le granite.

Dans le massif de la Bruche proprement dit, les schistes, les arkoses rouges et les conglomérats qui se trouvent au sud de la grande faille de Saint-Stail et Rothau appartiennent à l'Eifelien. On a rencontré dans les arkoses rouges situées à la sortie sud de Champenay les Calcéoles caractéristiques de cet étage (*Calceola sandalina* mut. *lata* RICHT.) D'autres fossiles ont été trouvés près de Goutte, sur la route du col du Hantz, aux Fosses près de Plaine, ainsi qu'à l'ouest de Diespach.

Au nord de la faille de Saint-Stail et Rothau s'étend une grande région formée presque uniquement par des roches volcaniques (andésites, trachytes et rhyolites). Les laves et les tufs contiennent des intercalations de schistes, généralement rouges, et de vastes lentilles de dolomie. Dans l'extrême nord de ce massif volcanique, à Raon-sur-Plaine, apparaissent à nouveau des arkoses et des schistes ardoisiers. La position de ce complexe dans la série dévonienne est encore inconnue.

A l'ouest du massif volcanique se développe un système de grauwackes et d'arkoses, associées à des schistes rouges ou gris, à des conglomérats et à des lentilles et des brèches calcaires. Ces calcaires ont livré une faune givétienne.

Les grauwackes et les arkoses sont exploitées dans de grandes carrières entre Schirmeck et l'ouest d'Hersbach, sur le flanc nord de la vallée de la Bruche. Les conglomérats ont leur développement typique au sud du village de Russ (Conglomérat de Russ). Enfin, les calcaires récifaux sont bien développés au sud de Russ.

Aux grauwackes sont associées des schistes et des phanites à Radiolaires qui sont extrêmement puissants au nord-ouest de Wisches, et particulièrement bien visibles dans les carrières de la vallée de la grande Wisches : ces grauwackes contiennent des restes de végétaux et, suivant toute vraisemblance, appartiennent déjà au Culm.

*Vallée du Rabodeau.* — Les terrains primaires de la vallée du Rabodeau n'ont jusqu'à présent livré aucun fossile, mais leur

complète identité avec ceux de la vallée de la Bruche permet de les ranger sans hésiter dans le Dévonien. A Senones, à Moyemoutiers et à Raon-l'Étape ils sont essentiellement volcaniques et renferment les mêmes types pétrographiques que le massif volcanique de l'ouest de Schirmeck : andésites et roches acides albitiques, associées à des tufs et des schistes. Les laves et tufs basiques, métamorphisés par le granite, sont exploités sous le nom de trapp pour la fabrication de ballast.

*Région de Belfort.* — Les terrains dévoniens forment les collines du bois d'Arsot à l'est de Belfort, celle du Salbert à l'ouest de cette même ville, et enfin, au sud-ouest du Salbert près de Chagey, la traînée du bois de la Thure, du bois de Nan et du bois du Saulnot. Les terrains dévoniens du bois d'Arsot et du Salbert sont essentiellement schisteux. Ils n'ont pas livré de fossiles, mais des schistes semblables contiennent, au bois de la Thure dans le vallon de la Luzine, des empreintes qui ont permis récemment à E. ASSELBERGHS de reconnaître la faune famennienne. Sous ces schistes se trouvent de grandes masses de calcaire, généralement recristallisé mais contenant cependant, çà et là, quelques débris d'énérines. Des formations volcaniques, surtout basiques, occupent toute la partie méridionale du petit massif. La coupe de la vallée de la Luzine entre Chagey et Chenebier est particulièrement intéressante.

TOURNAISIEN (H 0). — La partie inférieure du Culm, ou Tournaisien, forme la plus grande partie du massif primaire des Ballons. On trouve cet étage réparti sur les deux flancs d'un axe synclinal viséen. Il est essentiellement schisteux et gréseux et, dans les départements des Vosges et de la Haute-Saône, en grande partie volcanique. Ce sont ici encore des andésites et des trachytes albitiques. Certaines de ces roches, intrusives et non volcaniques, ont des textures ophitiques, intersertales ou poecilites. Ce sont des diabases grenues, appelées parfois diorites et gabbros. Un énorme massif éruptif s'étend de Saint-Bresson à Urbès. Il est recoupé par le massif granitique du Ballon d'Alsace.

La coupe la mieux connue du Tournaisien du massif méridional est celle de la vallée de la Thur, entre Willer et Moosch. On

y trouve des schistes, parfois avec Radiolaires, et des grauwackes massives. L'âge tournaisien de ces assises est déterminé par ce fait qu'elles se trouvent immédiatement au-dessous du Viséen inférieur. Les schistes noirs tournaisiens contiennent des restes de végétaux, généralement indéterminables, au col de Bussang et sur la montée de Wesserling à Treh.

Quant aux schistes et grauwackes qui constituent le grand massif montagneux compris entre le Rothenbach, le Ballon de Guebwiller et le Petit Ballon, il ne peut être attribué qu'avec doute au Tournaisien. Il est, en effet, séparé du reste des terrains du massif des Ballons par une importante ligne tectonique, jalonnée dans la haute vallée de la Thur par des klippes de gneiss et de conglomérats cristallins. D'autre part il n'est pas fossilifère. Le seul repère stratigraphique de ce massif est un horizon de grauwackes, contenant des nodules larges de un à deux décimètres, où la roche possède un ciment calcaire ; généralement le calcaire a été dissous et le nodule est remplacé par une cavité sphérique ou ovoïde (Treh). Dans les zones de métamorphisme le calcaire a donné naissance à des cornes pyroxéniques blanches et très visibles (Soultzbach, Mittlach, Ballon de Guebwiller, etc.). Entre le Trehkopf et le Breitfirst des schistes verts contiennent, en grande quantité, des morceaux de tiges.

VISÉEN (H1). — Les terrains viséens constituent un large faisceau synclinal, s'étendant en arc de cercle entre Breuchotte (près de Luxeuil) et Guebwiller, par Plancher-les-Mines, Massevaux, Bourbach et Thann.

On peut distinguer, en Alsace, un Viséen inférieur marin (gisements fossilifères de Bourbach-le-Haut et de Willer) et un Viséen supérieur à faciès continental (gisements de Thann, de la Forêt pétrifiée près de Thann, de Bitschwiller et de Bourbach-le-Bas). Au point de vue lithologique le Viséen diffère du Tournaisien par l'importance qu'y prennent les conglomérats. On y trouve en outre, dans la partie inférieure, des lentilles de calcaires gréseux, noirs, oolithiques, à Foraminifères (Willer, pente sud-est du Trémont près de l'ancienne frontière).

Dans le département des Vosges ont été trouvés autrefois des fossiles marins, à la sortie nord de Plancher-les-Mines. On a sans doute là l'équivalent du Viséen inférieur d'Alsace. De même les grès à végétaux de Champary, au nord de Ternuay (Haute-Saône), peuvent représenter l'équivalent du Viséen supérieur continental de Thann et de Bitschwiller.

Les roches volcaniques sont surtout abondantes, en Alsace, dans le Viséen. Ce sont des andésites de teinte brune ou grisée (labradorites), des trachytes plus ou moins albitiques, de couleur généralement brique (porphyre brun), des rhyolites amphiboliques noirâtres. D'une manière générale les roches volcaniques sont essentiellement sodiques dans le Tournaisien et deviennent principalement potassiques dans le Viséen.

### c) Granites.

Tous les granites des Vosges dont l'âge peut être déterminé sont hercyniens. Ils ont métamorphisé le Dévonien et le Tournaisien mais n'atteignent pas le Viséen (1). Le fait que le granite coupe certaines lignes tectoniques (vallée de la Thur) tandis qu'il est coupé par d'autres, semble indiquer que l'intrusion s'est produite au cours même du plissement hercynien.

On connaît plusieurs massifs granitiques de composition et de texture différente, qui sont désignés par des noms locaux. Il est pour l'instant impossible de dire si ces différents massifs proviennent par différenciation d'un même magma, ou s'ils sont dus à des intrusions successives et indépendantes.

— GRANITE DU CHAMP-DU-FEU ET FACIÈS DE VARIATION (GF). — Sous ce nom sont groupées plusieurs variétés de granite qui ont été distinguées dans le massif du Champ-du-Feu. Le *granite du Champ-du-Feu* typique est assez finement grenu ; c'est un granite à biotite. Le *granite d'Andlau* est phorpyroïde et montre de grands cristaux d'orthose rosés. Le *granite de Natzwiller* est assez semblable au granite d'Andlau.

(1) Le Culm qui s'étend de la vallée de la Thur, entre Willer et Moosch, jusqu'au granite du Ballon de Guebwiller est porté par erreur sur la carte comme Viséen ; c'est en réalité du Tournaisien.



FACIÈS AMPHIBOLIQUE DU GRANITE DU CHAMP-DU-FEU ET GRANITE A AMPHIBOLE DES BALLONS (GA 2). — Ces granites sont caractérisés par la présence d'une hornblende verte, très polychroïque. Dans le massif du Champ-du-Feu on a distingué : le *granite de Hohwald*, qui a l'aspect du granite du Champ-du-Feu mais est amphibolique ; le *granite de Senones* qui a l'aspect du granite d'Andlau, le *granite de la Serva* qui, sans être à proprement parler amphibolique, contient en grande quantité des enclaves de diorite à hornblende aciculaire. Enfin de petits massifs de *diorites* ont été également englobés dans ce groupe de roches de la région du Champ-du-Feu.

Le *granite des Ballons* forme un grand massif dans le sud des Vosges, entre la vallée de la Doller et la vallée du Breuchin. Il tire son nom du Ballon d'Alsace et du Ballon de Servance. Son aspect est fort semblable à celui du granite de Senones.

GRANITE PORPHYROÏDE DES VOSGES CENTRALES (GP). — Ce granite, appelé aussi *granite des Crêtes*, constitue à lui seul la plus grande partie des Vosges hercyniennes ; son domaine d'extension est les Vosges moyennes. C'est un granite d'aspect très particulier, facile à identifier. Il est caractérisé par de grands cristaux d'orthose, très blancs et rectangulaires. Ceux-ci sont dispersés dans une pâte assez sombre, formée de petits grains d'oligoclase rose, de biotite et de quelque peu d'une hornblende peu alumineuse, brunâtre ou presque incolore.

Parfois les grands cristaux disparaissent et la roche devient finement grenue. Elle se charge alors de mica blanc. Enfin en certains points les grands cristaux d'orthose sont orientés dans une même direction et le granite prend une allure fluidale : c'est le cas du *granite des Verreries*, près de Ribeauvillé.

FACIÈS AMPHIBOLIQUE DU GRANITE PORPHYROÏDE DES VOSGES CENTRALES (GA 2). — Le granite porphyroïde des Vosges centrales est normalement chargé d'une petite quantité d'une amphibole brunâtre très peu colorée. En certains points il devient beaucoup plus basique et se charge d'une grande quantité de cette même amphibole. C'est alors une très belle roche recherchée pour

l'ornementation. Ce granite forme deux traînées principales l'une dans la région de la Bresse, l'autre au nord de Sainte-Marie-aux-Mines.

GRANITE A MUSCOVITE ET A DEUX MICAS (Gr). — Ces granites sont extrêmement divers : ils n'ont de commun que la présence de muscovite.

Il en est qui forment des massifs bien individualisés ; ainsi le *granite* (ou *granulite*) du *Brézouard* et le *granite* du *Bilstein*, qui semble n'être qu'une forme laminée secondairement ; le *granite* de *Kagenfels* dans le massif du Champ-du-Feu, le *granite* de *Raon-l'Etape* et les *granites* de la *Bresse*.

D'autres ne sont que des faciès de variation locale du granite porphyroïde des Vosges centrales. Tel semble être le cas du *granite* de *Remiremont*, qui est un granite à grain fin, homogène, chargé de biotite et d'une petite quantité de muscovite. Il mérite une dénomination spéciale, à cause de l'étendue de son aire de répartition.

GRANITE CHARGÉ D'ENCLAVES DE GNEISS (GZ). — Une mention doit être faite des granites grenus et porphyroïdes de la région de Kaysersberg, granites chargés d'une multitude d'enclaves de gneiss dont certaines de très grande dimensions. Ce sont des gneiss à biotite, à amphibole, à pyroxène, à graphite. Le périmètre de cette zone à enclaves est assez nettement marqué.

#### d) Péridotites.

Les péridotites apparaissent dans les Vosges en très petits massifs ou filons couches. Elles sont généralement transformées secondairement en serpentines.

PÉRIDOTITES ET SERPENTINES (S). — Il faut distinguer les péridotites intercalées dans les gneiss, qui sont les plus nombreuses, et les péridotites beaucoup plus exceptionnelles du massif primaire des Ballons.

Les péridotites des gneiss sont caractérisées par la présence constante d'une amphibole parfois incolore, plus souvent rougeâtre

à cause d'une certaine teneur en chrome. Dans la majorité des cas s'y trouve en outre de la kélyphite et du pyroxène.

Les péridotites du Culm ne contiennent ni amphibole, ni kélyphite, mais uniquement de l'enstatite. Elles ne sont pas injectées dans le Culm mais font partie, avec les gabbros, les gneiss et les conglomérats, des klippen intercalées tectoniquement dans les terrains primaires (Drumont, Talhorn, Treh).

## B. — LES TERRAINS DE COUVERTURE.

La série des terrains qui reposent en discordance sur le socle hercynien débute parfois par des dépôts très irréguliers de Houiller et de Permien. Ces dépôts, base des assises secondaires là où ils existent, sont localisés dans des bassins isolés et leur épaisseur varie dans de très larges limites. Ils ont été affectés à deux reprises, au Stéphanien et au Permien, par des mouvements orogéniques plus ou moins intenses qui les ont plissés ou faillés. Au contraire les terrains secondaires ont recouvert uniformément les Vosges, et ils n'ont sans doute subi aucun dérangement tectonique jusqu'aux temps tertiaires.

### a) Série permo-houillère.

Le Permien et le Houiller se rencontrent dans trois bassins indépendants.

1. *Bassin de Saint-Dié et Villé.* — Le Houiller y appartient au Stéphanien (Lubine, Lalaye). Il est en grande partie à l'état de lambeaux encastrés entre des failles. Les couches de l'extrême sommet du Houiller (couches d'Albé) sont au contraire concordantes avec le Permien, auquel fait suite le Trias.

Le Permien, très épais au centre du bassin, diminue progressivement de puissance vers les bords, où l'on ne rencontre que ses termes supérieurs transgressifs.

2. *Bassin de Saint-Hippolyte.* — Le Houiller est presque entièrement enlevé par l'érosion, sauf des lambeaux de Westphalien reposant sur le granite à l'est du plateau triasique du Taenchel, à Roderen et Saint-Hippolyte. Ces lambeaux sont faillés et, au

Schaentzel, plissés. Ils sont recouverts immédiatement et en discordance par le Grès bigarré. Le Permien manque ou est réduit à quelques mètres de grès rouges, concordants avec le Trias.

3. *Bassin de Ronchamps*. — Ici le Stéphanien entier est concordant avec le Permien, mais une discordance sépare le Permien du Trias. Le même régime se poursuit plus au nord dans le petit bassin annexe du Val d'Ajol. A Ronchamps le Stéphanien est assez largement développé pour que l'on y exploite la houille.

WESTPHALIEN (H 2). — Le Westphalien ne se rencontre qu'à l'état de lambeaux, dans la région de Roderen et de Saint-Hippolyte. Ce sont des conglomérats à stratification entrecroisée, des arkoses charbonneuses, et des schistes qui ont livré un assez grand nombre d'espèces végétales. On y a exploité autrefois la houille.

STÉPHANIEN (H 3). — Comme le Westphalien, le Stéphanien est constitué par des conglomérats, des arkoses grossières charbonneuses et des schistes à plantes parfois productifs. Les petits bassins de Lubine et de Lalaye sont complètement épuisés. Au contraire, le Stéphanien de Ronchamps est encore le siège d'une extraction active. L'épaisseur du Houiller y est de 200 mètres.

Une mention spéciale doit être accordée aux couches du Stéphanien tout à fait supérieur du bassin de Villé (couches d'Albé). Bien que contenant des couches de houille, elles présentent des intercalations de calcaire siliceux à Ostracodes et de dolomies. Elles forment donc transition entre le Carbonifère et le Permien.

PERMIEN (P). — Le Permien inférieur est représenté dans la région de Villé par des arkoses et des schistes violacés, contenant la flore à *Callipteris conferta*; dans la région du Val d'Ajol et de Ronchamps par des argilolithes, des tufs bariolés et des coulées.

Le Permien supérieur a le faciès commun d'arkoses rouges, grossières, passant sur le bord des bassins à des conglomérats. Les parties supérieures de ces arkoses sont marquées par l'intercalation de lentilles de dolomie à concrétions calcédonieuses. L'activité volcanique y a été générale : à ce niveau appartiennent

les rhyolites de la vallée de la Bruche (Nideck), du Val d'Ajol, du Bassin de Ronchamps, les basaltes de Senones, de la Grande-Fosse, et autres.

#### b) Terrains secondaires.

GRÈS BIGARRÉ (GB). — Les assises de base sont constituées par le *Grès vosgien*, de couleur rouge très vive et de grain grossier. Il contient de nombreux galets et est couronné par les bancs durs du *Grand conglomérat*. Il se trouve surtout dans les Vosges gréseuses, sur le bord du Plateau lorrain et, à l'état de témoins, dans les Vosges hercyniennes. Son épaisseur va décroissant du nord au sud. Elle est dans les Vosges gréseuses de 400 m. ; au Hohnack, au nord de la vallée de Munster, de 150 m. Au sud de Remiremont, le Grès vosgien n'est plus représenté que par quelques bancs de conglomérats.

Au-dessus vient le *Grès bigarré* proprement dit, qui débute par une épaisseur de 60 m. de grès rouges ou violacés, de grain variable, plus ou moins micacés ou conglomératiques. On a donné à ses couches de base, mal définies, le nom de *Couches intermédiaires*.

Elles sont surmontées par les *Grès à Voltzia*, ou *Grès bigarrés* au sens strict, homogènes, à grain fin et de couleur claire, qui se débitent facilement en bancs réguliers grâce à la présence de lits argileux. Ils sont activement exploités comme moellons par un grand nombre de carrières importantes, dans les collines sous-vosgiennes et en Lorraine. Leur puissance est généralement comprise entre 15 et 20 mètres.

Vers le sommet les Grès à *Voltzia* sont entrecoupés de lits argileux de plus en plus nombreux. Ils se terminent par une zone argileuse épaisse de 2 m., dite *Argile limite*.

Ces grès contiennent un grand nombre d'empreintes végétales, appartenant surtout aux espèces *Voltzia heterophylla* et *Equisetum Mougeoti*. Dans les argiles supérieures on trouve une *Lingule* et une *Estheria*.



MUSCHELKALK (M). — Le *Muschelkalk inférieur* est représenté par des grès fins, jaunâtres, dolomitiques (Muschelsandstein ou Grès de Ruaux) contenant la faune du Wellenkalk. Au-dessus viennent des assises marneuses, calcaires ou dolomitiques.

Le *Muschelkalk moyen*, dans une série constituée également par des marnes, des calcaires et des dolomies, montre les dépôts d'un épisode franchement lagunaire, caractérisés par des marnes bariolées, du gypse et du sel gemme.

Le *Muschelkalk supérieur* enfin débute par des assises de calcaires bien lités dans lesquels s'intercalent quelques bancs puissants de calcaires à Entroques.

Au-dessus viennent des alternances de lits marneux et de bancs de calcaire compact à Cératites. Les lits marneux sont en Lorraine assez importants pour que l'on y exploite des argiles utilisées en fayencerie. Mais en Alsace la formation est entièrement calcaire.

Tout au sommet du Muschelkalk sont des dolomies et des calcaires dolomitiques à *Myophoria Goldfussi*, équivalent du Lettenkohle des géologues allemands.

KEUPER (K). — Le Keuper est constitué par des marnes rouges ou bariolées, tantôt argileuses et feuilletées, tantôt dures et quelque peu dolomitiques. On y trouve des cargneules, du gypse et du sel. Le Keuper, tel qu'il est ici entendu, répond au seul Keuper moyen des auteurs allemands ; ceux-ci considèrent comme Keuper inférieur le Lettenkohle et comme Keuper supérieur le Rhétien.

LIAS (J 1). — Le *Rhétien* est représenté par des dépôts gréseux, irréguliers et peu puissants, à *Avicula contorta*, avec intercalation de bone-beds et de marnes bariolées.

Le *Lias* proprement dit est essentiellement marneux aussi bien en Alsace que dans la Haute-Saône.

Parmi les assises qui échappent à ce faciès marneux les plus remarquables sont, vers la base, les calcaires à Gryphées du Sinémurien ; au sommet, les couches ferrugineuses à *Harpoceras Murchisonae* de l'Aalénien. Ces dernières sont représentées en Alsace

par des grès ferrugineux, dans la région de Belfort par des calcaires ocreux et gréseux plus ou moins oolithiques, dans la Haute-Saône par une oolithe ferrugineuse exploitée comme minéral de fer.

JURASSIQUE MOYEN (J 2). — Le *Bajocien* d'Alsace répond au type vaseux de la cuvette germanique. Il est surtout représenté par des marnes contenant, dans les zones à *Stéphanoceras Sauzei* et *S. Humphriesi*, des intercalations d'oolithe ferrugineuse. Le *Bajocien* de la région de Belfort et de la Haute-Saône est au contraire essentiellement zoogène ; il est constitué au sommet par des formations coralligènes, à la base par un calcaire à Entroques.

Le *Bathonien* est représenté en Alsace comme dans la Haute-Saône par le faciès classique de la Grande Oolithe. Dans la Haute-Saône le *Bathonien* est complet et le Jurassique supérieur lui fait suite. Au contraire en Alsace le *Bathonien* est généralement recouvert directement par l'Oligocène, le Jurassique supérieur ayant été enlevé par l'érosion pendant les temps tertiaires.

JURASSIQUE SUPÉRIEUR (J 3). — Dans la région de Belfort, les marnes callovo-oxfordiennes, largement étalées, constituent des dépressions entre les crêtes des calcaires durs du *Bathonien* et du *Corallien*. On y distingue à la base des marnes pyriteuses, au sommet le terrain à chailles.

Le Lusitanien inférieur est représenté par le faciès corallien. Le Lusitanien supérieur et le *Kimmeridgien* inférieur (*Astartien* et *Ptérocérien*) forment un complexe de calcaires blancs parfois crayeux ne se distinguant les uns des autres que par leur faune. Le *Kimmeridgien* supérieur (*Virgulien*) forme des lambeaux très exigus au sud de Belfort. Ce sont des marnes à *Exogyres*, séparées en deux assises par une intercalation de calcaire récifal à *Nérinées* et *Diceras*.

En Alsace le Callovien a été trouvé au Scharrachberg lors du creusement d'un puits. On en connaît aussi des traces dans la région d'Obernai. Quant au Lusitanien, il n'affleure nulle part ; cependant les conglomérats oligocènes d'Alsace comprennent des galets de calcaire blanc à grain fin qui proviennent du démantèlement de cette formation.

## c) Terrains tertiaires (T).

EOCÈNE. — Il est confiné dans des affleurements trop exigus pour que ceux-ci aient pu être portés sur la carte. Il forme des poches de sidérolithique et de sables réfractaires dans l'Alsace méridionale et surtout au sud de Belfort. Dans les collines sous-vosgiennes le sidérolithique n'est connu que remanié dans les conglomérats oligocènes ; l'Eocène y est représenté par des calcaires lacustres d'âge lutécien à *Planorbis pseudo-ammonius*. Peu développés dans le périmètre de la carte (collines de Sigolsheim et colline d'Obernai) ces calcaires le sont plus largement à Bouxwiller (Bas-Rhin) et à Hombourg (Haut-Rhin). En ce dernier point ils ont été rencontrés par sondage sous l'Oligocène.

OLIGOCÈNE. — A la différence de l'Eocène, l'Oligocène prend un développement considérable dans la vallée du Rhin, où les sondages ont montré que son épaisseur se chiffre par milliers de mètres. Il est, sauf dans la zone sous-vosgienne et dans le Sundgau, recouvert par des dépôts quaternaires.

Le Sannoisien correspond à la première arrivée des mers tertiaires en Alsace. Ce sont des marnes bariolées, contenant dans le Haut-Rhin des intercalations salines (bassin potassique de Mulhouse), dans le Bas-Rhin des hydrocarbures (bassin pétrolier de Pechelbronn). Ces marnes passent sur les bords du bassin, le long des Vosges, à des conglomérats (Conglomérats côtiers). Les calcaires à Mélanies qui affleurent au sud de Mulhouse se placent à la limite du Ludien et du Sannoisien (*Melania albigensis* et *Paleotherium medium*). Ils sont recouverts par des marnes dures en plaquettes puis, dans la région d'Altkirch, par un grès calcaire appelé Haustein.

Dans la région belfortaine on connaît des conglomérats reposant immédiatement sur le Jurassique. KILIAN les assimilait sous le nom de Couches de Bourogne au sommet de l'Oligocène. D'après les travaux récents ils seraient l'équivalent du conglomérat côtier de l'Alsace.

Le Stampien débute par des niveaux marins très constants, les Marnes à Foraminifères et les Schistes à Poissons ou Schistes à

*Amphisyle*. Au-dessus viennent les assises puissantes des Couches à *Meletta* qui sont des marnes saumâtres à bancs gréseux et enfin les Marnes à Cyrènes, moins épaisses.

Le *Chattien* n'a été reconnu que dans des puits de mine de la région de Mulhouse ; il est constitué par des couches d'eau douce à *Helix Ramondi*.

BASALTES ET LIMBURGITES TERTIAIRES (B). — Quelques pointements de roches volcaniques (basaltes et limburgites) apparaissent dans le domaine de la carte. Ce sont des cheminées d'intrusion ou des dykes de même âge que le massif volcanique voisin, le Kaiserstuhl.

On connaît trois de ces pointements : l'un, à Riquewihr, traverse le Lias de la zone sous-vosgienne ; les deux autres sont dans les terrains cristallins, entre Ribeauvillé et le Tânel, et à Orbey.

#### d) Terrains quaternaires.

Nous n'insisterons pas ici sur les formations récentes dont l'étude très délicate sortirait du cadre que nous nous sommes tracé. Nous y avons réuni sur la carte certaines formations attribuées généralement au Pliocène : ce sont des sables et des argiles réfractaires intercalés, en différents endroits de la plaine rhénane, entre l'Oligocène et le Quaternaire, et des graviers recouvrant certains hauts plateaux lorrains.

---

### 3. TECTONIQUE.

#### A. — TECTONIQUE HERCYNIENNE.

Les terrains affectés par le plissement hercynien sont les gneiss, les phyllades anciennes (micaschistes, schistes de Steige et de Villé) le Dévonien et le Culm.

DIRECTION DE STRATIFICATION. — Les terrains sont très violemment plissés, souvent redressés jusqu'à la verticale, mais le pendage moyen varie entre 30 et 60°. Il est rare qu'on puisse observer sur le terrain des plissements proprement dits, avec synclinaux et anticlinaux. En général on constate d'un affleurement à l'autre des variations assez rapides de direction et de pendage, et ces variations ne peuvent s'expliquer par aucune interprétation simple.

Mais ces terrains, considérés dans leur ensemble, montrent sur la carte des directions générales qui s'harmonisent entre elles et permettent de retrouver les lignes directrices du plissement.

Dans la vallée de la Bruche, la direction de stratification est nettement dirigée NE - SW, c'est-à-dire suivant la direction varisque. Le pendage est le plus généralement dirigé vers SE.

Les schistes de Steige et les schistes de Villé montrent une direction qui, bien que se rapprochant de la direction varisque est presque E - W.

Les gneiss d'Urbeis, après avoir suivi la direction des schistes de Villé tant qu'ils confinent à cette formation, se dirigent assez



brusquement vers SW. entre Lubine et Gérardmer. Cette même direction NNE - SSW règne nettement dans toutes les Vosges centrales. On la retrouve dans la partie méridionale des massifs de gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et dans le massif de gneiss de Remiremont.

Ces lignes de plissement forment, ainsi qu'on le voit sur la carte, un arc assez régulier où la direction hercynienne moyenne tend vers une direction N-S dans les Vosges centrales et occidentales, vers une direction E-W dans les Vosges septentrionales et orientales.

Le massif primaire méridional montre également une disposition des strates en arc doucement incurvé. Cet arc est accusé nettement sur la carte par la disposition du synclinal viséen qui se suit de Breuchotte près de Luxeuil à Guebwiller, par Plancher-les-Mines, Masevaux et Thann.

Ainsi dans l'ensemble les directions de stratification décrivent dans les Vosges la figure d'un S allongé, dont la boucle supérieure est représentée surtout par le massif primaire septentrional, la partie centrale par les massifs de gneiss et la boucle inférieure par le massif primaire méridional.

PRINCIPALES LIGNES DE DISLOCATION. — Si la tectonique de détail nous échappe généralement dans les Vosges, tant à cause de l'obscurité de la stratigraphie que de la complication des plissements, du moins pouvons-nous saisir exactement le tracé de quelques grandes dislocations. Celles-ci apparaissent nettement sur le terrain grâce à la présence de roches laminées ou mylonites, que l'on peut suivre même dans les formations cristallines.

Ces trainées de mylonites sont très nombreuses. La plupart d'entre elles ne se poursuivent pas sur de longues distances, elles n'ont pas alors grande signification et n'ont pas été portées sur la carte. D'autres au contraire, au nombre de trois apparaissent comme des éléments structuraux de première importance par l'amplitude et la régularité de leur développement. Ce sont la dislocation de Lalaye et Lubine, la dislocation de Liepvre et la Bresse et la dislocation de la haute vallée de la Thur.

*Dislocation de Lalaye et Lubine.* — On observe un contact tectonique très important entre les gneiss d'Urbeis et les schistes de Villé. Les gneiss sont refoulés sur les schistes ; le pendage moyen de la stratification est de 60°. Entre les gneiss (Z) et les schistes (X) se trouve pincée une lame de micaschistes (Y) injectés de roches granitoïdes. Le tout est fortement laminé et étiré. Les roches granitoïdes et plus ou moins mylonitisées, intercalées dans les micaschistes, forment dans le paysage des saillies rocheuses alignées suivant le contact tectonique (zone limite de COHEN).

Au nord de ce contact les micaschistes réapparaissent dans les schistes de Villé, sous forme d'écailles introduites par une action mécanique.

*Dislocation de Liepvre et la Bresse.* — Cette dislocation, dont on peut suivre le développement plus ou moins intense sur plus de 30 km., forme vers le nord la limite entre le massif de Sainte-Marie-aux-Mines et la bande granitique du Haut-du-Faîte. Elle se poursuit loin au sud du massif de Sainte-Marie, qui se termine en biseau au Bonhomme : on la suit encore au Rudlin, au Valtin, à Retournemer où s'y trouvent intercalées de petites lames de gneiss et une bande étroite de Culm ; puis aux Belles-Huttes, dans la haute vallée de la Moselotte, où se retrouve un petit lambeau de gneiss. La signification tectonique précise de cette dislocation est encore inconnue.

A hauteur du Bonhomme s'en détache un faisceau de dislocations analogues, qui s'ouvre en éventail entre le Brézouard et Ribeauvillé et crée dans cette région un régime d'écailles de gneiss et de granites divers plus ou moins laminés.

*Dislocation de la haute vallée de la Thur.* — Tandis que la dislocation précédente est post-granitique, la ligne de contact anormal que l'on observe dans la vallée de la Thur est antégranitique. Elle est en effet recoupée par les massifs de granite porphyroïde, au contact desquels les mylonites sont métamorphisées.

Le parcours de cette ligne est extrêmement irrégulier et, de plus, très difficile à suivre. Les mylonites facilement reconnais-

sables dans les formations granitiques passent au contraire, inaperçues dans les schistes et les grauwackes ; d'autre part le métamorphisme a effacé les traces du laminage sur un assez vaste domaine. Mais la ligne est heureusement jalonnée par des intercalations lenticulaires de terrains de composition spéciale, et par là facilement reconnaissables. Ces lambeaux ou klippes contiennent des gneiss, des serpentines, des gabbros et des conglomérats à galets de gneiss et de gabbro. Ils sont intercalés entre deux séries de terrains du Culm : l'une située au sud de la ligne apparaît comme autochtone, l'autre au nord recouvre la précédente. Les principaux jalons de cette ligne sont les klippes du Drumont et du Thalhorn à l'ouest d'Oderen, qui sont métamorphiques, et la klippe de Treh, la plus intéressante, au nord-est de la localité de ce nom près du Trehkopf.

#### B. — TECTONIQUE ALPINE.

Aux accidents de la tectonique hercynienne sont venus s'ajouter, aux temps tertiaires, de nouveaux accidents d'un style tout différent.

Les mouvements alpins se sont traduits par le vaste bombement qui a fait saillir le socle hercynien des Vosges, et par des effondrements dont les plus considérables ont amené la formation de la fosse rhénane.

Les failles tertiaires jouent un grand rôle non seulement dans la structure de la Plaine rhénane et de la Zone sous-vosgienne, mais aussi dans celle des terrains anciens des Vosges.

On les distingue des accidents hercyniens à deux caractères :

- 1) elles affectent les terrains de couverture, Grès bigarré et Permien ;
- 2) elles ne produisent pas de mylonites, c'est-à-dire de roches laminées à structure fluidale, mais seulement des zones de morcellement et d'altération.

Il est naturellement des cas, et dans la tectonique de détail c'est la presque totalité, où ces deux critères ne sont pas applicables : de sorte que si l'on peut distinguer les grands accidents

hercyniens des principales failles tertiaires, on n'y arrive guère pour les dislocations de moindre importance.

Les failles tertiaires sont si nombreuses que nous n'avons porté sur la carte qu'un certain nombre d'entre elles. Très souvent d'ailleurs leur rôle géologique est négligeable lorsque les terrains de couverture ne sont pas affectés par elles ; l'épaisseur des terrains cristallins et primaires est telle en effet que seules les très grandes failles affectent leur ordonnance et leur répartition.

---

# PREMIÈRE PARTIE

---

## SÉRIE ANTÉ-DÉVONIENNE





# I. LES GNEISS.

---

## 1. GÉNÉRALITÉS SUR LA RÉPARTITION ET L'ÂGE DES GNEISS.

---

### A. — MODE DE GISEMENT DES GNEISS.

RÉPARTITION DES GNEISS DANS LES VOSGES. — Les gneiss constituent une partie importante des Vosges. Ils se présentent en massifs allongés dans le sens de la stratification, massifs qui, au premier abord offrent l'aspect de synclinaux. En réalité ce n'est là qu'une apparence, car nous ignorons tout du passage stratigraphique des gneiss à des formations plus récentes ou plus anciennes. Les limites des massifs ne sont déterminées que par les phénomènes de granitisation ou par les dislocations tectoniques.

Les grands massifs se présentent d'une manière assez uniforme : ils sont limités, vers le nord par une surface de chevauchement qui les met en contact avec diverses autres formations, vers le sud par des intrusions granitiques. Telle est la position des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines, des gneiss d'Urbeis et des gneiss du Val d'Ajol.

Les petits massifs sont généralement des lambeaux isolés, respectés par les intrusions de roches massives. Ainsi se présentent les gneiss des Trois-Épis, les gneiss du Tholy. Ces lambeaux peuvent devenir tellement exigus par l'effet de la digestion et des injections granitiques, qu'ils constituent une formation mixte où tantôt domine le gneiss et tantôt le granite.

Certains lambeaux de gneiss ont une autre origine : ce sont des lames cristallines qui, par suite d'actions tectoniques, apparaissent au milieu de terrains sédimentaires ou de granite. L'écaille de Treh qui traverse le Carbonifère inférieur, celle des Belles-Huttes qui apparaît dans le granite, sont de ce type.

Les massifs de gneiss sont tous semblables par leur composition pétrographique. Ils constituent à ce point de vue une seule et même formation. Ce n'est que par leur répartition géographique qu'ils méritent d'être divisés.

Un premier groupe est situé au sud-est de la dislocation de Lièpvre et la Bresse. Il comprend le massif de Sainte-Marie-aux-Mines, le lambeau de Belles-Huttes, les écailles de Ribeauvillé et les complexes de gneiss et de granite de Kaysersberg et des Trois-Épis.

Un second ensemble est compris entre la dislocation précédente et la dislocation de Lalaye et Lubine. Il est constitué par le massif qui s'étend entre Urbeis et Gérardmer et par les complexes de gneiss et de granite du Tholy. On peut y joindre les gneiss de Remiremont et ceux du Val d'Ajol.

Notons immédiatement la curieuse particularité qu'offrent ces deux groupes de massifs d'être, dans une certaine mesure, symétriques. Les gneiss d'Urbeis et les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines sont, au point de vue lithologique, tout à fait semblables : mêmes cipolins, mêmes pyroxénites, mêmes amphibolites ; ils sont limités vers le nord par des dislocations de caractère analogue et vers le sud recoupés de la même manière par le granite porphyroïde ; enfin les complexes de gneiss et de granite de Kaysersberg et des Trois-Épis correspondent très exactement à ceux de Gérardmer et du Tholy.

Je ne décrirai avec quelque détail les conditions de gisement des gneiss que pour le premier ensemble, situé au sud de la dislocation de Lièpvre et la Bresse. Le second ensemble, comprenant les gneiss d'Urbeis, de Remiremont et du Val d'Ajol, n'intéresse que bien peu l'Alsace ; il semble ne différer du premier à ce point de vue que par une plus grande simplicité.

**MASSIF DE GNEISS DE SAINTE-MARIE-AUX-MINES. SA LIMITE SEPTENTRIONALE.** — Le massif des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines est limité vers le nord par la dislocation de Lièpvre et la Bresse, accident au delà duquel se trouve une bande de granite porphyroïde.

La dislocation de Lièpvre et la Bresse traverse en biais la région cristalline médiane des Vosges. Elle présente ce caractère constant d'être toujours parallèle à la stratification des terrains qui la bordent lorsque ceux-ci sont stratifiés. Ce fait montre qu'il ne s'agit pas d'une simple faille verticale, mais bien d'une surface de glissement suivant les strates, en relation avec le plissement hercynien. Entre la vallée de la Moselotte et la localité d'Echery elle est dirigée vers NNE; à partir de ce point elle s'infléchit progressivement, jusqu'à atteindre à Rombach-le-Franc au nord de Lièpvre la direction E-W. Elle disparaît ensuite sous la couverture triasique.

A hauteur de Lièpvre, d'autres dislocations apparaissent au sud de la précédente et pour ainsi dire la relayent. La limite du granite et du gneiss quitte alors l'accident principal pour suivre ces nouvelles dislocations. Ainsi le massif de gneiss progressivement réduit n'est plus constitué, à l'est de Lièpvre, que par une bande étroite courant sur la rive méridionale de la vallée.

La ligne de contact anormal séparant les gneiss du granite porphyroïde est légèrement inclinée vers le nord, en sorte que les gneiss s'enfoncent sous le granite. Cette disposition n'est pas visible partout. En général les roches sont altérées, et sillonnées de cassures dirigées en tous sens qui cachent la dislocation principale. Il faut pour mettre cette dernière en évidence des points privilégiés, où se voient des zones de roches étirées alternant avec des roches intactes. Des observations en des points de ce genre, faites tout le long de l'accident à Lièpvre, à Sainte-Marie, au lac de Retournemer, permettent d'affirmer que le pendage de la surface de broyage est dans l'ensemble dirigé vers le nord.

Cette direction du pendage est conforme à celle du pendage des gneiss de Sainte-Marie. Elle est identique aussi à celle de

la schistosité des terrains primaires que l'on trouve, aux Feignes-sous-Vologne non loin de Retournemer, sur le flanc nord-ouest de l'accident.

Tout le long de la surface de chevauchement les roches ont été laminées et broyées jusqu'à être méconnaissables.

Les anciens géologues voyaient dans ces roches aphanitiques et verdâtres des lambeaux isolés de Culm. Plus tard GROTH [102] les considérait comme une formation spéciale, dont il faisait l'étage supérieur du terrain cristallophyllien et à laquelle il donnait le nom de Grauwacke de Lièpvre (1).

En 1896, BUECKING [160] reconnut qu'il s'agissait en fait de roches cristallines écrasées. Plus récemment enfin VON SEIDLITZ [188] les assimila aux mylonites qui jalonnent les surfaces de charriage classiques des Alpes, du Massif central et d'Ecosse.

Ces mylonites se sont formées aussi bien aux dépens du gneiss que du granite. Leur puissance est très variable. Parfois, par exemple au vallon du Fenarupt au nord de Sainte-Marie-aux-Mines, elles ont une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, tandis qu'ailleurs elles apparaissent à peine sur le terrain. Dans l'ensemble elles forment entre Lièpvre et la Bresse une trainée continue sur plus de 30 kilomètres.

Le massif de gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines est donc limité, vers le nord, par une surface de chevauchement continue qui amène une légère superposition du granite porphyroïde sur les gneiss.

MASSIF DE GNEISS DE SAINTE-MARIE-AUX-MINES. SA LIMITE MÉRIDIONALE. — Vers le sud les rapports des gneiss et des granites sont infiniment plus complexes.

Normalement, lorsque n'intervient aucun accident tectonique, les gneiss se trouvent confiner au granite porphyroïde par le simple effet de l'intrusion de la roche massive.

---

(1) Leberauer Grauwacke.

On peut observer un tel contact à l'extrémité nord-est du massif, entre le Haut-Kœnigsbourg et le plateau d'Aubure, et aussi dans sa partie sud-ouest, dans la région du Bonhomme. Les contours du massif de gneiss sont alors d'une irrégularité qui ne rappelle en rien la simplicité de la limite tectonique du nord du massif.

Le granite a digéré et injecté les gneiss de façon très irrégulière ; tantôt ses apophyses y pénètrent et s'y développent en trainées ou en îlots ; tantôt le gneiss forme dans le granite de petits massifs isolés. Dans l'ensemble on voit le granite mordre de plus en plus le gneiss à mesure que l'on s'approche des extrémités du massif, aussi bien vers la plaine du Rhin que vers le Bonhomme. En ces points extrêmes il ne subsiste que de minces rubans des schistes cristallins, qui s'effilochent dans le granite et disparaissent ensuite complètement.

Malgré la complication des contours la limite est toujours parfaitement marquée entre le gneiss et le granite. Ni l'une ni l'autre roche ne montrent une modification de bordure.

Dans la partie médiane du massif de gneiss, de telles limites normales entre le gneiss et le granite ne sont pas observées. Des écailles de granite à muscovite s'interposent entre le granite porphyroïde et les gneiss.

L'une des ces écailles forme un véritable massif ; c'est le granite du Brézouard ; l'autre se présente comme une longue bande de granite devenu schisteux par écrasement : on lui a donné le nom de granite du Bilstein. L'une et l'autre se poursuivent jusque dans la région de Ribeauvillé.

Les relations entre les gneiss et le granite du Brézouard sont mises en évidence par une coupe naturelle visible au col qui sépare le plateau du Haycot du sommet du Brézouard. On peut y voir nettement, grâce aux travaux de terrassement exécutés pendant la guerre, une surface de chevauchement séparant les gneiss du granite à muscovite. Cette surface est concordante avec la stratification des gneiss. Son pendage est dirigé vers le nord. La coupe de la fig. 1 montre ces relations.



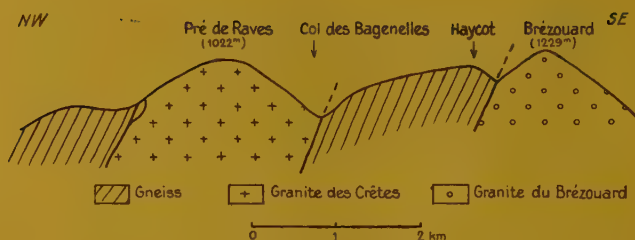


FIG. 1. — COUPE E-W DU PRÉ DE RAVES AU BRÉZOUARD  
montrant les relations tectoniques des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines avec  
les granites voisins.

Le granite du Brézouard passe donc sous les gneiss de même que ceux-ci passent, plus au nord, sous le granite porphyroïde.

GNEISS DE LA RÉGION DE RIBEAUVILLÉ (1). — Poursuivons maintenant notre investigation au sud du Brézouard. Nous rencontrons d'abord la seconde écaille dont j'ai parlé plus haut, celle qui est formée par le granite schisteux du Bilstein. Celui-ci a glissé contre la masse du massif de granulite du Brézouard avec production de mylonites.

Mais à l'est et à l'ouest du point où sont en contact les deux écailles de granite, les gneiss réapparaissent en lambeaux lenticulaires. Le lambeau ouest va se confondre avec les gneiss de la région du Bonhomme tandis que le lambeau est se poursuit jusqu'à la plaine du Rhin au nord de Ribeauvillé.

Au sud du granite du Bilstein les gneiss apparaissent une dernière fois. La structure cataclastique des roches du contact montre que, ici encore, les gneiss ont très probablement glissé contre le granite vers le nord.

La limite sud de ces gneiss est au contraire due, sans aucun doute, à l'intrusion du magma.

(1) Voir fig. 2, p. 66.

COMPLEXE DE GRANITE ET DE GNEISS DE KAYSERSBERG ET DES TROIS-ÉPIS. — Ici le granite est chargé d'enclaves de gneiss qui témoignent de l'ancienne extension vers le sud du terrain cristallophyllien. Les enclaves de gneiss se rencontrent depuis Lapoutroie jusqu'à Ribeauvillé. Vers le sud ce régime se poursuit avec des caractères analogues jusqu'à la vallée de la Fecht. Mais vers Kaysersberg, le Galtz et Trois-Épis, les inclusions de gneiss deviennent si abondantes qu'elles constituent de véritables massifs, isolés çà et là dans le granite. Ces complexes de gneiss et de granite ont souvent embarrassé les géologues qui ont dressé la carte de la région.

La vieille carte de KOECHLIN-SCHLUMBERGER et DELBOS figure de petits lambeaux de gneiss dans un fond granitique ; à cette interprétation s'est rallié BRUHNS [180]. C'est à une conception semblable, quoique moins simple, que m'ont conduit mes propres études (1).

Sur la carte géologique d'Alsace-Lorraine à 1 : 500 000 de BENECKE, le domaine entier compris entre le Bonhomme, Ribeauvillé et la vallée de la Fecht est considéré, sur la foi de COHEN [137], comme faisant partie des gneiss. VÉLAIN, sur la feuille Colmar de la Carte géologique détaillée de la France, voit dans cette même région un ensemble de gneiss granulitiques, interprétation due à ce que le granite lui-même a souvent un aspect fluidal qui le fait ressembler à un schiste cristallin.

Enfin une troisième conception est celle de VAN WERVEKE [169], qui a été adoptée par REGELMANN pour la carte géologique du Wurtemberg et des régions avoisinantes : tout est considéré comme granite. Ce sont maintenant les gneiss qui sont confondus avec le granite à structure fluidale et disparaissent de la carte.

En réalité il faut distinguer et des gneiss et des granites. Mais la représentation cartographique de ce complexe ne peut être donnée exactement, car il s'agit d'un domaine spécial, à caractères très particuliers, où les gneiss et les granites resteront toujours difficiles à distinguer.

---

(1) Voir page 148.

LAMBEAU DE GNEISS DE BELLES-HUTTES. — C'est encore au massif de gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines que se rattache le petit affleurement de gneiss de Belles-Huttes, non loin des fermes de ce nom près de la Colline de Vologne (commune de la Bresse).

La situation apparemment aberrante de ce lambeau de gneiss, isolé au milieu du granite, s'explique aisément si l'on tient compte de sa situation tectonique. Il se trouve en effet sur le bord sud-est de la surface de chevauchement qui, au nord, sépare les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines d'avec le granite porphyroïde. Une coupe à travers le lambeau de Belles-Huttes serait identique à la coupe que j'ai donnée du massif de Sainte-Marie à hauteur du Brézouard (1).

Les blocs de gneiss trouvés aux Feignes-sous-Vologne et dans le fond de la vallée de Belbriette montrent qu'il existe une continuité réelle entre les gneiss du Bonhomme et ceux de Belles-Huttes, tout le long de la ligne de chevauchement.

CONCLUSION RELATIVE AUX CONDITIONS DE GISEMENT DES GNEISS. — Cet aperçu montre la complexité des conditions de gisement des gneiss dans les Vosges. Leur répartition résulte de deux ordres de phénomènes : les mouvements tectoniques d'une part, les intrusions granitiques de l'autre.

#### B. — AGE DES GNEISS.

De telles conditions de gisement n'apprennent pas grand chose sur l'âge des gneiss.

D'après VAN WERVEKE [177], les gneiss représentent la formation la plus ancienne des Vosges, car ils sont recouverts en concordance par des micaschistes, et ceux-ci par les Schistes de Villé attribués au Cambrien. L'argument n'est pas décisif, car il s'appuie sur les relations qui, entre Lalaye et Lubine, existent entre les gneiss d'Urbeis et les schistes de Villé, et celles-ci sont extrêmement complexes.

---

(1) Fig. 1, page 56.

La description de cette région fera l'objet d'un prochain chapitre (1). Mais il faut noter dès maintenant que les gneiss ne sont pas recouverts par les micaschistes : ils les recouvrent. Les travaux exécutés dans la région du contact des gneiss et des schistes, lors du creusement du tunnel de Lubine, ont parfaitement mis en évidence que les strates des deux formations sont concordantes et que leur pente est en moyenne de 70 degrés vers le sud : ce sont les gneiss qui surmontent les schistes. Ce renversement des couches a été produit par le chevauchement de la région cristalline sur la région schisteuse.

Contrairement à l'opinion de VAN WERVEKE il n'existe, donc dans la région de Lalaye et de Lubine aucune superposition stratigraphique des terrains primaires sur le terrain cristallophyllien ; dans ces conditions on ne peut rien dire d'absolu sur l'âge des gneiss.

De son côté ALB. MICHEL-LÉVY, au cours de ses études sur le massif primaire de la partie méridionale des Vosges [183], regarde les gneiss comme des formations antédévonienues. De fait, au Trehkopf dans la vallée de la Thur, un étroit pointement de gneiss apparaît au milieu de terrains appartenant à la série dévono-dinantienne. Il semblerait donc que l'on puisse regarder les gneiss comme le soubassement des grauwackes. Mais ce pointement est une écaille laminée séparée des terrains voisins par des surfaces de friction : ici non plus il n'y a pas de contact stratigraphique et la démonstration n'est pas faite.

Dans ces conditions, la suggestion d'ÉLIE DE BEAUMONT sur l'âge relativement récent, dévono-dinantien, des gneiss méritait d'être examinée : d'autant plus que les études récentes, celles qui ont porté sur les séries métamorphiques des Alpes, ont montré qu'un même terrain pouvait, grâce aux phénomènes de charriage, apparaître à peu de distance, tantôt sous l'aspect de schistes cristallins et tantôt sous la forme sédimentaire normale. Ne pourrait-il exister entre les gneiss des Vosges et la série dévono-dinantienne le même rapport que, dans les Alpes, entre

(1) Page 191.

les terrains secondaires et les Schistes lustrés ? Si comme l'énonce MARCEL BERTRAND « chaque chaîne a ses gneiss », ne pourrait on imaginer que le métamorphisme général date dans les Vosges de l'époque hercynienne et affecte par suite les formations primaires ?

Il faut avouer que la ressemblance des faciès lithologiques du Dévonien de la vallée de la Bruche et des faciès des schistes cristallins, notée autrefois par ÉLIE DE BEAUMONT, est saisissante. On est particulièrement frappé par les analogies que l'on découvre entre les paysages, en quelque sorte symétriques, contemplés du sommet de la lentille de calcaire dévonien de Russ ou de celle de calcaire cristallin de Saint-Philippe près de Sainte-Marie. L'hypothèse semble, au premier abord, présenter de nombreux avantages pour l'interprétation de la géologie des Vosges.

Cependant l'étude détaillée des rapports des gneiss, du granite et des terrains primaires nous a montré que cette hypothèse ne peut pas être soutenue. Les schistes cristallins des Vosges représentent sans aucun doute des formations extrêmement anciennes, reprises dans le plissement hercynien.

Essayons donc d'appliquer ici les méthodes classiques qu'emploie la stratigraphie pour connaître l'âge relatif de deux couches, et posons deux questions : 1° y a-t-il passage latéral ou superposition ? 2° en ce dernier cas une des formations contient-elle des éléments arrachés à l'autre ?

Une réserve est à faire par ailleurs. On a vu plus haut que la surface de chevauchement qui sépare les gneiss des schistes de Villé, entre Lubine et Lalaye, ne permet aucune conclusion relative à l'âge respectif des deux masses. C'est donc dans l'intérieur d'une même unité tectonique, dans un unique paquet compris tout entier entre deux surfaces de glissement, qu'il faut chercher à établir les rapports qui existent entre les schistes cristallins et les terrains primaires.

Cette réserve faite et en réponse à la première question, il est évident que, si les terrains dévono-dinantiens et les gneiss sont de même âge et ne diffèrent que par l'action plus ou moins

grande du métamorphisme, on observera nécessairement le passage progressif des uns aux autres; on trouvera, entre les gneiss qui ont subi une métamorphose très intense et les grauwackes dévono-dinantiennes à peine modifiées au contact du granite, toute une série de termes intermédiaires.

Si au contraire gneiss et terrains dévono-dinantiens sont des formations indépendantes (que l'on trouverait en superposition stratigraphique si l'intrusion des magmas granitiques et l'érosion n'en avaient pas séparé les affleurements), ces deux formations seront côte à côte, parfaitement distinctes et individualisées, avec leurs caractéristiques de métamorphisme toujours bien définies.

Les conditions tectoniques nécessaires pour permettre de telles observations sont réalisées pour le lambeau de gneiss de Belles-Huttes : il voisine avec le Dévono-dinantien du sommet du Rotenbach sans en être séparé par aucun accident tectonique de quelque importance. Or les gneiss et les grauwackes y sont tout à fait distincts. Dans la vallée de Munster la démonstration aussi est particulièrement claire, puisque l'on trouve les gneiss très granitisés des Trois-Epis à quelques centaines de mètres des grauwackes de Soultzbach qui ne le sont pas du tout. Jamais aucun terme de passage entre les gneiss et les grauwackes n'a pu être observé.

Voulût-on d'ailleurs supposer que la série dévono-dinantienne passe latéralement, par métamorphisme, à des gneiss, il faudrait admettre une période de métamorphisme général postérieure au Culm. Or, nous le verrons par la suite, le métamorphisme post-dinantien, le métamorphisme hercynien n'a pris aucune part à la cristallisation des gneiss. Le granite porphyroïde d'âge hercynien a percé les gneiss exactement de la même façon que les grauwackes, en ne les modifiant qu'à peine. Les gneiss étaient déjà des gneiss au moment de la période métamorphique hercynienne.

Concluons donc en réponse à la première question qu'il n'y a pas de passage latéral des grauwackes aux gneiss.



La réponse à la deuxième question posée est donnée par une autre catégorie d'observations, celles qui portent sur l'étude des galets des conglomérats de la série dévono-dinantienne. Ces observations confirment notre précédente conclusion : le Dévono-dinantien contient des galets de gneiss absolument identiques aux gneiss des massifs actuels.

Parmi une multitude de niveaux plus ou moins riches en conglomérats, il existe dans les Vosges deux poudingues importants à éléments cristallins. L'un d'entre eux, le conglomérat de Russ, appartient au Dévonien moyen de la vallée de la Bruche ; il est essentiellement constitué par des galets de granite. Comme ce conglomérat est métamorphisé par le granite du Champ-du-Feu qui est hercynien, le granite des galets est certainement antédévonien. L'autre niveau de conglomérat appartient au massif primaire du sud des Vosges : il apparaît près de Willer dans la vallée de la Thur. Il contient des galets de gneiss et l'étude micrographique montre qu'il s'agit là de roches dont la distinction est impossible d'avec les gneiss trouvés en place dans le massif de Sainte-Marie-aux-Mines et dans celui d'Urbeis.

On est donc amené à conclure que la série dévono-dinantienne s'est déposée sur une région cristalline constituée par des roches massives et par des gneiss ; et les gneiss étaient là identiques à ceux qui constituent actuellement nos massifs cristallophylliens.

La concordance de ces arguments, et l'absence de toute observation favorable à la thèse contraire, nous conduisent à admettre les conclusions suivantes.

- 1° Les gneiss représentent une formation antédévonienne.
- 2° Le métamorphisme de ces gneiss était accompli avant le dépôt de la série dévono-dinantienne.
- 3° Il existe dans les Vosges deux séries différentes de terrains cristallins, correspondant à deux phases orogéniques successives : l'une extrêmement ancienne, antérieure au Dévonien ; l'autre hercynienne, datant de la fin du Dinantien.

Nous verrons plus loin les caractéristiques bien distinctes de ces deux périodes de métamorphisme.

## C. — SUBDIVISION DES GNEISS EN ÉTAGES.

Les gneiss constituent dans les Vosges une formation très homogène où il est malaisé de faire des subdivisions. Aucune discordance entre différents termes : donc pas d'étages définis, comparables à ceux que l'on a pu distinguer dans les grands boucliers archéens septentrionaux. Il n'y a pas même de zones définies par des roches de composition caractéristique.

GROTH [102] avait cependant proposé autrefois, pour les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines, une subdivision en trois étages : gneiss anciens, gneiss récents et grauwackes de Lièpvre. Mais, ainsi que l'a fait remarquer BUECKING [106], cette subdivision est extrêmement imprécise : les différents types de gneiss passent les uns aux autres de telle sorte que les limites tracées sur la carte ne peuvent être qu'arbitraires.

Cependant les étages distingués par GROTH, s'ils n'ont pas une grande valeur stratigraphique, ont conservé un intérêt pétrographique en ce qu'ils indiquent la prépondérance de certains types de roches dans certaines parties du massif et leur rareté dans d'autres. Cette division donne ainsi une sorte de représentation statistique de la composition du terrain cristallophyllien.

A ce titre, il n'est pas inutile de rappeler les traits principaux de la classification de GROTH.

D'après cet auteur, les gneiss se répartissent en trois étages successifs.

L'étage supérieur, celui des *grauwackes de Lièpvre*, était alors une formation énigmatique. Les roches semblaient être des grauwackes sédimentaires, sortes de gneiss peu métamorphiques passant au Culm. VÉLAIN, qui avait adopté la subdivision de GROTH sur la feuille Colmar de la Carte géologique de la France, y avait simplement remplacé la dénomination de grauwacke de Lièpvre par celle de Culm ; il suivait d'ailleurs en cela l'opinion plus ancienne de KOECHLIN-SCHLUMBERGER et DELBOS [88].

Nous avons vu que ces roches ne constituent nullement un étage défini : ce sont simplement des granites et des gneiss écri-

sés, des mylonites qui jalonnent la ligne de chevauchement séparant les gneiss du granite (1).

On doit noter que la confusion entre les mylonites et les formations primaires a été faite autrefois dans tous les massifs cristallins. Ce n'est que depuis que TERMIER et FRIEDEL (2) ont montré que certaines formations du Massif central, d'aspect sédimentaire, n'étaient autre chose que des granites laminés, que les recherches en ce sens ont été généralisées. Les travaux de MOURET, puis de RAGUIN, en Limousin ont montré l'importance insoupçonnée des mylonites, que l'on avait pris jusqu'ici pour des schistes, des arkoses ou des conglomérats (3).

De même en Alsace et dans l'état actuel de nos connaissances, les grauwackes de Lièpvre ne doivent pas être considérées comme une formation géologique distincte.

Les deux étages inférieurs, distingués par GROTH, sont constitués par les gneiss proprement dits : les gneiss récents et les gneiss anciens.

Les *gneiss récents* sont caractérisés par une grande variabilité de la composition pétrographique : on y trouve des gneiss à amphibole, à pyroxène, à grenat et des cipolins.

Les *gneiss anciens* au contraire sont des gneiss à biotite et de faciès assez uniforme.

Les gneiss anciens prennent un grand développement dans la région de Lièpvre et de Sainte-Croix-aux-Mines. Les gneiss récents situés au nord des précédents dominant dans la partie sud-ouest du massif, entre Sainte-Marie-aux-Mines et le Bonhomme.

Comme le pendage des strates est assez uniformément dirigé vers le nord, les gneiss anciens semblent passer sous les gneiss

---

(1) Page 54.

(2) TERMIER et FRIEDEL, *C. R. A. S.*, CXLII, 1906, p. 1003; *B. S. G. F.*, VI, 1906, p. 241.

(3) MOURET, *C. R. A. S.*, CLXIV, 1917, p. 822; CLXIX, 1919, p. 980; CLXXIX, 1924, p. 1174. — RAGUIN, *Bull. Serv. Carte Géol. France*, XXIX, 1925-1926, page 213.

récents. C'est de ce fait que GROTH déduit des relations d'âge entre les deux séries. Mais il est évident que cette démonstration est insuffisante, puisque nous ignorons tout de la tectonique interne du massif de gneiss, et que nous ne savons pas où est la base et où est le sommet des couches.

On peut encore faire aux subdivisions créées par GROTH, une autre critique. Lorsque dans le domaine des gneiss anciens apparaissent quelques lits d'amphibolite, la carte indique à cet endroit un petit lambeau de gneiss récents. GROTH attribuait donc aux amphibolites la valeur d'un niveau-repère stratigraphique. En réalité, les amphibolites ne caractérisent nullement un horizon défini. Elles sont seulement moins abondantes dans la série des gneiss anciens que dans celle des gneiss récents.

Les subdivisions de GROTH ne correspondent donc nullement à des étages définis du terrain cristallophyllien. Elles énoncent simplement l'existence de régions où dominent, plus qu'en d'autres, certains types pétrographiques.

Ainsi conçue, cette analyse offre des résultats qui présentent un certain intérêt. L'esquisse ci-jointe (fig. 2) montre comment la carte de GROTH pourrait être complétée par la distinction d'un plus grand nombre de subdivisions pétrographiques.

On peut reconnaître en effet dans les gneiss plusieurs domaines.

A. Un premier domaine est celui des cipolins et des gneiss à silicates calco-magnésiens (gneiss à pyroxène et à amphibole), qui forme un massif homogène sur la rive sud de la Lièpvrette à l'ouest du vallon de Saint-Blaise. Il comprend la traînée de cipolin qui s'étend entre Saint-Philippe et le Rain-de-l'Horloge, les amphibolites du Rimpuy et du Petit-Haut, des gneiss à hornblende, à diopside.

B. Le groupe des gneiss à silicates magnésiens et alumineux comprend des gneiss à cordiérite, à sillimanite, à biotite et à grenat almandin : il se développe au sud du massif précédent, acquérant son plus grand développement sur la rive sud de la Lièpvrette.

C. Un troisième domaine correspond à peu près aux gneiss anciens de GROTH et comprend des gneiss à biotite riches en quartz, à l'aspect de micaschistes. Ce type domine à l'ouest du vallon de Saint-Blaise. Il est étroitement lié vers l'est à des leptynites à tourmaline et à des gneiss à muscovite.

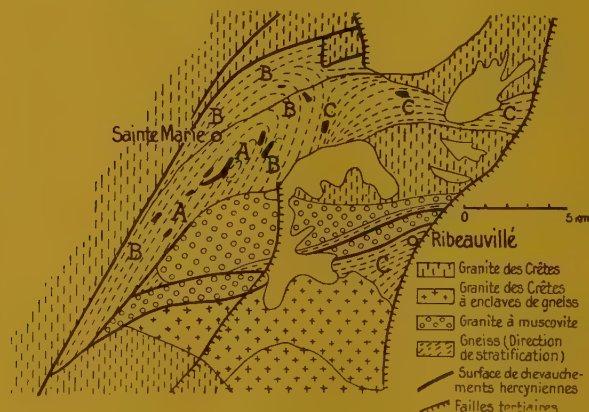


FIG. 2. — LES GNEISS DE SAINTE-MARIE-AUX-MINES ET DE RIBEAUVILLÉ.

- A. Cipolins, gneiss à pyroxène, gneiss à amphibole.
- B. Gneiss à sillimanite, cordiérite, grenat.
- C. Gneiss à biotite.

#### D. — THÉORIES DU MÉTAMORPHISME.

L'étude des gneiss des Vosges que l'on trouvera dans les pages suivantes n'est pas seulement une œuvre de description régionale et de nomenclature ; je me suis efforcé d'en dégager et de mettre en évidence tous les traits susceptibles d'apporter quelque contribution à la pétrographie générale des schistes cristallins. Mais il n'est pas inutile de donner d'abord un exposé succinct des grandes théories du métamorphisme, théories sur lesquelles j'aurai l'occasion de m'appuyer par la suite.

ORIGINE DU TERRAIN CRISTALLOPHYLLIEN D'APRÈS MICHEL-LÉVY. — Le mécanisme par lequel une roche sédimentaire peut se transformer en un gneiss a été décrit pour la première fois

par MICHEL-LÉVY, à propos des schistes anciens de Saint-Léon dans l'Allier (1).

Les schistes de Saint-Léon montrent normalement au microscope des grains de quartz élastiques noyés dans un feutrage de séricite et de chlorite.

A l'approche du granite, les phyllites détritiques sont remplacées progressivement par des lamelles plus brillantes de biotite de néoformation ; d'autre part les quartz anguleux s'arrondissent en granules. Plus près encore de la roche massive, le schiste est peu à peu injecté d'une multitude de filonnets feldspathiques disposés lit par lit ; cette imprégnation peut être assez intense pour que toute trace de la structure primitive soit effacée.

L'examen d'une série d'échantillons fait assister ainsi, en quelque sorte, à la synthèse d'un schiste cristallin à partir d'une roche sédimentaire.

Il s'agit ici, il est vrai, d'un phénomène de transformation très local, limité au contact d'un massif granitique ; tandis que le morphisme général qui a donné naissance aux vrais schistes cristallins affecte des régions entières. Mais d'après MICHEL-LÉVY il n'y aurait là qu'une différence d'intensité, non une différence de nature.

On connaît en effet des granites (tels nos granites des Vosges) qui n'ont produit à leur contact que des transformations relativement faibles ; d'autres ou contraire (par exemple les granites pyrénéens décrits dans le mémoire classique de A. LACROIX (2)) ont largement imprégné de leur substance les sédiments voisins. Ne peut-on dès lors supposer qu'un métamorphisme de contact plus intense et plus amplement développé conduirait au métamorphisme régional ? Et si, comme on l'admet généralement, l'intensité du métamorphisme est en relation avec la profondeur, n'est-on pas fondé à admettre que « le métamorphisme de contact passe en profondeur au métamorphisme régional » (3).

(1) AUG. MICHEL-LÉVY. *B. S. G. F.*, IX, 1881, p. 181.

(2) A. LACROIX, *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, X, 1898-99.

(3) AUG. MICHEL-LÉVY, Note sur l'origine du terrain cristallin primitif. *B. S. G. F.*, XVI, 1887, p. 102.



De fait, les études suscitées par les travaux de MICHEL-LÉVY ont montré qu'il y avait une grande analogie entre les deux types de métamorphisme. En particulier les recherches récentes de SEDERHOLM en Finlande (1) ont établi l'importance de l'imprégnation granitique dans l'élaboration des gneiss. Le phénomène a pu prendre une ampleur telle, au milieu des schistes archéens du bouclier baltique, qu'un nom spécial a dû être appliqué au complexe inextricable de gneiss et de granite qui en est résulté. SEDERHOLM lui a donné le nom de migmatite, tandis que le phénomène de la granitisation régionale est désigné par lui sous le nom d'anatexe.

J'aurai l'occasion de décrire, dans les Vosges, des phénomènes semblables. GRUBENMANN, puis GUTZWILLER et d'autres ont montré leur importance dans les Alpes suisses (2).

On conçoit que, dans un tel processus métamorphique, la composition chimique du sédiment primitif varie d'une façon considérable et tende à prendre peu à peu la composition même du granite qui l'injecte. De fait, les analyses chimiques publiées par les auteurs montrent l'existence de termes de passage entre des roches ayant la composition approximative de sédiments et d'autres roches à composition de granites.

ORIGINE DU TERRAIN CRISTALLOPHYLLIEN D'APRÈS P. TERMIER. — La théorie de l'injection granitique n'est cependant pas restée sans objection. P. TERMIER (3) a insisté en particulier sur le fait qu'il existe des séries métamorphiques, telles que la série des Schistes lustrés et la série permo-houillère des Alpes, qui ne sont en relation avec aucun massif granitique ; dans la

---

(1) J.-J. SEDERHOLM. Die Regionale Aufschmelzung. *C. R. XI<sup>e</sup> Congrès Géologique Internat., Stockholm*, 1910, p. 625.

(2) GUTZWILLER. Injektionsgneisse aus dem Kanton Tessin. *Eclog. Géol. Helv.* XII. 1912. p. 5.

(3) P. TERMIER. Les schistes cristallins des Alpes occidentales. Conférence faite à Vienne, devant le IX<sup>e</sup> Congrès Géologique International. Paris 1910.

P. TERMIER. Sur la genèse du terrain cristallophyllien. *C. R. XI<sup>e</sup> Congrès Géologique International Stockholm* 1910, p. 593.

série anté-houillère même les gneiss étaient déjà des gneiss avant l'arrivée du granite.

Il existe donc des cas où le magma granitique n'est pas responsable du métamorphisme.

Reste cependant à expliquer qu'avec l'intensité croissante du métamorphisme le terrain cristallophyllien tend de plus en plus vers la composition et la texture du granite.

Ce fait peut être expliqué d'après TERMIER par la considération que la roche massive est non pas la cause, mais le résultat ultime du métamorphisme des sédiments.

Ce serait uniquement par l'action de fumerolles s'élevant dans les séries de terrains profondément enfouis que se développerait le métamorphisme régional. Le magma granitique, au lieu de provenir de réservoirs hypothétiques situés dans la pyrosphère, se constituerait par fusion locale dans la profondeur de la croûte solide, parmi les gneiss. Le magma, ainsi constitué, devenu lui-même par la masse des fumerolles accumulées une source intense de métamorphisme, s'élèverait par digestion dans la série des terrains de couverture produisant autour de lui les auréoles de contact.

Cette théorie permet de concevoir que des sédiments se transforment en gneiss en dehors de tout contact avec des massifs granitiques.

ORIGINE DU TERRAIN CRISTALLOPHYLLIEN D'APRÈS ROSENBUSCH. — Tandis que les travaux de l'école pétrographique française mettaient en évidence le rôle important de la feldspathisation dans la genèse du terrain cristallophyllien, une théorie du métamorphisme complètement différente était émise et défendue par ROSENBUSCH.

A la suite de son étude sur les modifications des schistes de Steige au contact des granites d'Andlau et du Hohwald [101], ROSENBUSCH s'était convaincu que les roches massives n'avaient agi sur les schistes encaissants que d'une manière purement physique, sans apport matériel de la part du magma. La roche mé-

tamorphique serait simplement une roche recristallisée. ROSENBUSCH crut pouvoir étendre cette théorie au métamorphisme général (1). Les schistes cristallins auraient en ce cas conservé exactement la composition chimique de la roche qui leur a donné naissance.

Or s'il est des schistes cristallins qui ont la composition de roches sédimentaires, il en est d'autres qui, riches en feldspath, ont la composition du granite ou d'autre roches éruptives. L'hypothèse de la modification par feldspathisation étant rejetée, l'origine de ces deux catégories de gneiss doit être nécessairement différente.

Les gneiss à composition de sédiment, appelés paragneiss, proviendraient naturellement de la transformation de schistes, de grès, de calcaires. Les gneiss à composition de roches éruptives, dits orthogneiss, devraient au contraire être regardés comme le produit du laminage (du dynamométamorphisme) de roches éruptives massives.

Ainsi, d'après Rosenbusch, « une simple analyse chimique pourra indiquer, en tous les cas, quelle était la roche primitive aux dépens de laquelle le schiste cristallin s'est constitué ».

OPINIONS ACTUELLES SUR L'ORIGINE DES SCHISTES CRISTALLINS. — Les vues de ROSENBUSCH sur la transformation des roches massives en gneiss étaient en grande partie théoriques. On doit surtout à A. LACROIX (2) d'avoir montré que cette transformation est un fait observable dans la réalité. On peut actuellement, grâce aux travaux de LACROIX, considérer comme démontré que les roches éruptives recristallisées entrent pour une part importante dans la constitution du terrain cristallophylien.

Mais LACROIX a également montré, dans son mémoire sur le granite des Pyrénées, que la loi de ROSENBUSCH ne s'appliquait

---

(1) ROSENBUSCH. Mikroskopische Physiographie.

(2) A. LACROIX. Le gabbro du Pallet et ses modifications. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, X, 1899.

A. LACROIX. Minéralogie de Madagascar, II, chap. V, 1922.

qu'à des cas particuliers et qu'en règle générale le métamorphisme des sédiments s'accompagne d'une modification de la composition chimique.

S'il existe donc de véritables orthogneiss qui sont des roches éruptives laminées, il existe aussi d'autre part des sédiments qui ont acquis secondairement, par feldspathisation, la composition d'un granite et qui ne sont que des paragneiss granitisés.

Cette confusion dans les définitions rend actuellement fort obscures les discussions sur l'origine des schistes cristallins.

Si le principe de la division en orthogneiss et en paragneiss est généralement admis, l'accord est en effet loin d'être complet sur l'extension qui doit être donnée à ces termes.

D'après ROSENBUSCH, l'orthogneiss était un schiste cristallin ayant la composition d'une roche éruptive et certains auteurs emploient encore le terme en ce sens. Mais, la théorie de ROSENBUSCH ne pouvant plus être acceptée comme une loi absolue, l'analyse chimique n'est plus un critère suffisant au prononcé d'un diagnostic.

On a donc été amené à restreindre le sens du terme d'orthogneiss et à en éliminer une foule de types qui ne seraient que des sédiments granitisés, les gneiss d'injection (1) des auteurs de langue allemande.

Comment distinguer alors les orthogneiss au sens restreint des paragneiss granitisés ? Certains pétrographes croient pouvoir le faire en se fondant sur des différences de texture. En fait, leurs diagnostics sont basés sur des critères bien souvent arbitraires et imprécis (2).

Dans ces conditions il semble préférable de ne distinguer les deux types de gneiss que si l'étude, sur le terrain, des conditions de gisement permet un diagnostic, et si la question peut être dès lors soumise à une critique serrée.

---

(1) Injektionsgneisse.

(2) BECKE. Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. *Fortschritte der Mineralogie*, V, 1914, p. 210.

LA CLASSIFICATION DES SCHISTES CRISTALLINS D'APRÈS GRUBENMANN. — On a l'habitude de rattacher aux théories modernes sur l'origine des schistes cristallins, la méthode de classification de ces mêmes schistes imaginée par le pétrographe suisse GRUBENMANN (1) : celle-ci est cependant indépendante de celles-là. Si la classification de GRUBENMANN s'accorde parfaitement avec les diverses opinions actuellement émises sur la genèse du terrain cristallophyllien, elle ne suppose pourtant aucune hypothèse relative au développement du métamorphisme.

L'idée fondamentale de GRUBENMANN est celle-ci, que la nature des minéraux constitutifs et les particularités de structure d'un schiste cristallin peuvent révéler la zone de profondeur de l'écorce terrestre à laquelle s'est effectuée la cristallisation. Le principe ainsi posé permet de distinguer trois zones, une zone supérieure, une zone moyenne et une zone inférieure, où se sont respectivement constitués trois groupes de schistes cristallins, désignés sous les noms d'épigneiss, mésogneiss et catagneiss.

Les termes épigneiss, mésogneiss et catagneiss désignent donc des modes de cristallisation de la roche ; ils sont par suite tout à fait indépendants des termes paragneiss et orthogneiss qui définissent l'origine première de la roche. Des orthogneiss et des paragneiss peuvent se rencontrer dans les trois zones de profondeur.

On conçoit aisément que les zones de profondeur ne varient pas avec chaque roche, mais restent les mêmes pour l'ensemble des roches d'un massif. Il faut donc connaître la composition pétrographique du massif tout entier avant d'aborder la discussion de la profondeur à laquelle s'est effectuée la cristallisation.

C'est la raison pour laquelle, dans ce mémoire, je ne ferai appel à la théorie de GRUBENMANN qu'après avoir achevé l'étude descriptive des gneiss des Vosges (2). Les notions brièvement rap-  
pelées ci-dessus seront alors plus longuement reprises et discutées.

---

(1) GRUBENMANN. Die kristallinen Schiefer 1910.

(2) Voir page 171.

## 2. CALCAIRES CRISTALLINS.

---

### A. — RÉPARTITION DES CALCAIRES CRISTALLINS.

Les calcaires cristallins se présentent dans les gneiss sous forme de lentilles interstratifiées. Celles-ci constituent des traînées qui représentent peut-être un même horizon du terrain cristallophyllien.

L'une des ces traînées se trouve dans le massif de gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. Elle s'étend depuis le hameau de la Bourgonde (1) dans le vallon de Fertrupt jusqu'à la Petite-Lièpvre au pied du col des Bagenelles.

La lentille la plus vaste, la plus importante aussi par ces particularités minéralogiques, est située dans le vallon de Saint-Philippe près de Sainte-Marie. Elle est devenue classique parmi les minéralogistes vosgiens, depuis que DELESSE [68] et GROTH [102] en ont donné la description détaillée. Cette lentille de Saint-Philippe sera étudiée plus loin en détail.

De bonnes conditions d'observation sont également offertes par un petit affleurement de calcaire, situé près d'Echery, au débouché de la vallée de Lingoutte dans celle du Phaunoux.

Les autres lentilles de calcaire sont de dimensions plus restreintes. Les affleurements en sont mauvais, parfois réduits à quelques blocs qui jonchent le sol; certains de ces gisements même, signalés autrefois par les auteurs, ne peuvent plus être retrouvés. Ils n'offrent d'autre intérêt que de jalonner la ligne des calcaires à travers les gneiss.

---

(1) LEBRUN [120] signale des calcaires dans la région de Sainte-Croix.



Une autre trainée de calcaires cristallins, symétrique de la première, s'aligne le long du massif des gneiss d'Urbeis, entre le Ban-de-Laveline et le Chippal.

La carrière du Chippal, autrefois étudiée par DELESSE [68] montre encore de bons affleurements. Mais celles de Gemaingoutte et de Laveline ne sont plus que difficilement observables.

La lentille de Haute-Mandray, près de Saint-Léonard-sur-Meurthe, est parmi tous les massifs de calcaire du gneiss des Vosges le seul gisement de dolomie, roche qui s'y présente en bancs puissants, activement exploités.

A l'exception de la dolomie de Mandray qui fera l'objet d'une étude spéciale, tous les calcaires cristallins des Vosges sont semblables : ce sont des cipolins à minéraux calco-magnésiens.

Je prendrai comme type la lentille calcaire de Saint-Philippe et me contenterai de noter simplement ensuite les particularités de quelques autres gisements.

#### B. — LE CALCAIRE CRISTALLIN A MINÉRAUX CALCO-MAGNÉSIENS DE SAINT-PHILIPPE.

ÉTAT DE LA QUESTION. — Bien que la carrière de Saint-Philippe ait fait l'objet de nombreux travaux et qu'il puisse sembler que tout ait été dit sur elle, l'étude mérite d'en être reprise.

Les anciens auteurs, GROTH [102], DELESSE [68] et leurs prédécesseurs, ne s'étaient intéressés qu'à la définition exacte des espèces minérales et n'avaient mentionné qu'accessoirement le mode de groupement des minéraux entre eux. Des notes plus récentes de AUG. MICHEL-LÉVY et LACROIX [125] ont seulement mentionné certains points de détail. L'étude pétrographique proprement dite n'a été ébauchée que par LINDEMANN [171]. Les observations qui suivent tendent à combler cette lacune.

J'ai eu bien souvent recours à cette mine de renseignements que constituent les mémoires de GROTH et de DELESSE. Les nombreux échantillons provenant de Saint-Philippe et accumulés dans les collections de l'Institut des Sciences géologiques de l'Uni-

versité de Strasbourg, m'ont permis de reprendre l'étude des particularités signalées autrefois par ces deux auteurs et que l'avancement du front de taille ou les éboulements ont fait disparaître.

L'exploitation de la carrière se poursuit, et à leur tour nombre d'autres particularités observées il y a seulement quelques années ne peuvent déjà plus être vérifiées que sur les échantillons que j'avais recueillis.

CONDITIONS DE GISEMENT DU CALCAIRE CRISTALLIN. — La lentille calcaire de Saint-Philippe est intercalée dans des gneiss dont la stratification est dans l'ensemble dirigée NE-SW. Pour le détail, l'allure des couches de gneiss est très variable. Les variations sont si brusques et si fréquentes qu'elles ne permettent pas de se rendre compte de l'allure générale du plissement. Dans la seule carrière de Saint-Philippe, où les affleurements sont particulièrement favorables à l'observation, la paroi ouest montre des strates plongeant doucement vers le sud-ouest, tandis que des bancs presque verticaux forment en partie la paroi est.

La carrière a entaillé la lentille dans le sens de sa plus grande longueur, elle forme par suite une tranchée présentant des affleurements sur les deux flancs et sur le fond.

Le côté ouest montre le toit des couches ; le côté est en montre le mur. La coupe ouest est la plus intéressante. Elle a été figurée par DELESSE en 1856, à une époque où les travaux d'avancement étaient tout différents de ce qu'ils sont actuellement. C'est également une description et un dessin de ce côté de la carrière que GROTH a donnés.

Dans le haut de la paroi, les couches sont constituées par des gneiss à biotite, à amphibole, à pyroxène. Au-dessus se trouve le calcaire cristallin. L'ensemble plonge vers le sud-ouest avec une pente de 20 degrés environ.

On voyait encore ces dernières années, vers le fond de la carrière, des bancs de gneiss interstratifiés dans la masse du calcaire. Ces bancs se terminent en biseau ; ce sont des intercalations lenticulaires.

La paroi située du côté est de la carrière est plus complexe. De nombreuses failles y découpent en compartiments un ensemble formé par des alternances de calcaire et de gneiss à graphite et à grenat.

Enfin le front de taille principal montre la masse proprement dite du cipolin.

ENCLAVES DE GNEISS DANS LE CALCAIRE. — Il reste encore à signaler une particularité singulière des rapports du gneiss et du calcaire à Saint-Philippe.

Au cours d'une excursion géologique des étudiants de l'Université de Strasbourg en 1921, J. DE LAPPARENT, qui la dirigeait, remarqua que le calcaire contenait des enclaves de gneiss. Ces blocs enclavés n'avaient pas été signalés jusque là, soit que leurs affleurements n'aient pas été dégagés plus tôt, ou qu'ils aient passé inaperçus. On peut actuellement les voir sur la plus grande partie du front de taille, où ils présentent un développement tout à fait remarquable.

Ces enclaves sont de dimension très variable allant de quelques centimètres à quelques décimètres. Elles forment en certains points de véritables amas, tandis qu'ailleurs elles font complètement défaut. Leur caractère le plus frappant en est la forme, toujours très anguleuse.

Au point de vue pétrographique, la nature des blocs est assez monotone : ce sont toujours des gneiss, le plus souvent à pyroxène, à amphibole brune ou à biotite.

A l'étude attentive de ces enclaves, le premier fait qui frappe est l'existence, entre le gneiss et le calcaire, d'un liseré continu, verdâtre, large de un à deux centimètres, qui forme transition entre les deux roches.

Ainsi que nous le verrons plus loin en étudiant la lithologie de la carrière, ce liseré n'est autre chose qu'un mince ruban de gneiss à pyroxène ; il représente le produit de la réaction du gneiss enclavé sur le calcaire encaissant, au cours du métamorphisme.

Cette observation est de grande importance pour l'explication de l'origine des enclaves de gneiss, car elle démontre que celles-ci étaient déjà en place, emballées dans le calcaire, avant l'action du métamorphisme général qui a donné naissance au terrain cristallophyllien des Vosges.

Cette précision n'éclaire pourtant pas le problème de la mise en place des enclaves, et sur ce sujet on ne peut énoncer, pour l'instant, que des probabilités.

L'hypothèse la plus vraisemblable est la présence de bancs de gneiss primitivement continus et interstratifiés dans le calcaire, bancs ultérieurement disloqués et réduits en morceaux par des failles. C'est du moins ce que semble montrer la nature, la forme et la répartition des blocs.

Tous les blocs appartiennent en effet à des types pétrographiques qui sont connus à l'état de stratification normale, à peu de distance de là ; aucune roche d'origine lointaine et étrangère au terrain cristallophyllien n'a été observée.

La forme des enclaves est très remarquable : généralement anguleuse, et présentant parfois des angles rentrants.

Enfin, la répartition des blocs est des plus suggestives. Non seulement ils sont étroitement groupés dans certaines parties du calcaire, mais on peut en certains endroits reconstituer par l'imagination les bancs continus à l'aide des morceaux épars à la manière d'un véritable puzzle.

Ce sont là des faits qui s'accordent avec l'hypothèse d'une brèche tectonique d'une nature un peu particulière.

Notons enfin que l'absence de structure cataclastique dans cette formation n'a rien de surprenant, puisque les bancs de gneiss et de calcaire ont été fragmentés avant d'avoir acquis par métamorphisme leur structure cristalloblastique actuelle (1).

---

(1) Des enclaves silicatées, qui sont peut-être analogues à celles de Saint-Philippe, se trouvent dans le calcaire cristallin d'Auerbach (Hesse). D'après HOFFMANN et d'après CHELIUS, ces enclaves sont anguleuses et formées aux dépens de roches voisines. Les idées les plus diverses ont été émises sur l'origine du calcaire qui les englobe. Cf. CHELIUS, *Notizbl. d. Ver. für Erdkunde zu Darmstadt* (IV) h. 15. p. 16, 1894; HOFFMANN, *Abhandlungen d. G. h. Hessischen Géol. Landesg. zu Darmstadt*, II, h. 3, 1894; LINDEMANN [171].

DIFFÉRENTS TYPES DU CALCAIRE CRISTALLIN. — Le cipolin de Saint-Philippe est un calcaire à silicates magnésiens et calco-magnésiens. On y trouve surtout la forstérite, le diopside et le mica phlogopite.

Ces minéraux ne sont pas répartis au hasard. Ils sont groupés suivant des lits de composition homogène, alternant avec des lits de calcaire pur. Par analogie avec la stratification des roches sédimentaires, je donnerai le nom de banc aux strates de composition uniforme.

Les bancs silicatés se trouvent surtout du côté du toit de la lentille : on peut y observer des alternances de bancs à mica phlogopite et de bancs à forstérite.

La masse principale du cipolin contient beaucoup moins de ces minéraux.

Quant aux calcaires du mur, ils contiennent du diopside et du quartz.

*Calcaire pur.* — Le calcaire pur forme des bancs intercalés entre des zones plus riches en silicates.

D'après DELESSE ce calcaire ne montre pas trace de magnésie à l'analyse : il est donc composé de calcite pure. C'est ce que confirme l'examen microscopique. Cependant LINDEMANN signale la présence de petits rhomboèdres de dolomie inclus dans les grands individus de calcite. La dolomie ne s'observe habituellement que comme remplissage secondaire de fentes.

Le plus souvent le calcaire n'est pas tout à fait pur, il contient des silicates disséminés dans sa masse.

La structure des calcaires cristallins est très variable.

La dimension des grains est comprise entre quelques millimètres et quelques centimètres. Lorsque le grain est fin, tous les cristaux de calcite ont généralement un développement égal ; à l'œil l'aspect est saccharoïde, au microscope on observe une structure granoblastique assez régulière ; les cristaux sont serrés les uns contre les autres sans forme propre, ils sont séparés par des contours polygonaux. Lorsque la dimension des grains est

plus grande; la structure devient diablastique; les cristaux s'interpénètrent et les contours sont dentelés d'une manière très complexe.

La calcite, quelle qu'en soit la structure, est toujours criblée d'une infinité de petites inclusions grisâtres. Ça et là se rencontrent quelques silicates identiques à ceux qui se trouvent dans les bancs de calcaire à minéraux. Ce sont la forstérite, le spinellé, le mica phlogopite, la pargasite, la diopside, la trémolite et le quartz.

*Cipolin à forstérite.* — Certains bancs sont très riches en un minéral qui montre au microscope les propriétés du péridot. La pauvreté de ce minéral en fer le rapprocherait de la variété forstérite. Il se pourrait aussi que ce soit une humite, dont les propriétés optiques sont identiques à celles de la forstérite, et qui se rencontre dans les mêmes gisements.

MICHEL LÉVY et LACROIX [125] ont signalé pour la première fois ces grains très biréfringents (1) dans les calcaires du Chippal, identiques à ceux de Saint-Philippe. Ils les ont considérés comme de la humite à cause du voisinage dans le même calcaire de gros cristaux de chondrodite, minéral de la même famille, et aussi à cause de la présence dans certains grains de taches jaunes polychroïques caractéristiques des humites.

LINDEMANN [171], de qui le travail de MICHEL-LÉVY et LACROIX était resté inaperçu, diagnostique au contraire la forstérite, sans justifier autrement sa détermination.

La différence entre la humite et la forstérite n'est pas grande au point de vue chimique: on peut, en effet, considérer la humite comme une forstérite fluorée. J'ai donc, par la voie microchimique, cherché à reconnaître la présence du fluor: mais plusieurs essais m'ont donné des résultats négatifs. Je n'ai pu, d'autre part, retrouver les grains à taches jaunes polychroïques, non plus que les cristaux de chondrodite signalés par LESSLIN [87] et KOEHLIN-SCHLUMBERGER et DELBOS [88].

---

(1) Malgré son abondance, ce minéral avait échappé aux investigations de DELESSE et de GROTH. Sans doute ces auteurs l'ont-ils confondu avec les mouchetures d'une chlorite d'origine secondaire, la pseudophite, qui avait attiré leur attention.



Dans ces conditions je donnerai au minéral le nom de forstérite, en faisant la réserve que humite et forstérite coexistent peut-être sans que cette coexistence soit susceptible d'être constatée : Le plus généralement en effet le minéral est complètement serpentinisé, et les grains serpentineux peuvent représenter des pseudomorphoses de l'un ou de l'autre minéral.

Du reste l'analogie entre les deux minéraux est telle qu'au point de vue pétrographique, la teneur en fluor mise à part, cette distinction n'est pas d'importance essentielle. Les conséquences que je tirerai plus loin de la présence de la forstérite seraient absolument les mêmes dans le cas de la humite.

On voit cette forstérite, au microscope, affecter la forme de grains arrondis, sillonnés de craquelures remplies d'une serpentine à peine verdâtre. Parfois ces grains englobent des granules de calcite. Ailleurs c'est le périclase qui est inclus dans le carbonate de chaux.

La forstérite est rarement seule. Elle est accompagnée soit par le spinelle, soit par la trémolite. Le spinelle est de la variété commune. Il est gris violacé à l'œil nu. Au microscope il se présente en octaèdres imparfaits, incolores.

Généralement on ne trouve plus la forstérite intacte, mais bien des pseudomorphoses en produits magnésiens divers. Le plus souvent le minéral secondaire est de la serpentine complètement incolore en lame mince mais noire à l'œil nu. Le calcaire, qui apparaît alors moucheté de points sombres, prend un aspect particulier qui tranche vivement sur la blancheur des roches voisines. D'autres fois la pseudomorphose se fait en talc ; ou bien encore le périclase a été complètement dissous et remplacé par une fine mosaïque de calcite, dans laquelle subsiste simplement un réseau serpentineux.

D'autres silicates magnésiens hydratés remplissent les fentes microscopiques qui sillonnent la roche. A signaler entre autres la présence de la pseudophite, variété de pennine peu ferrifère dont il sera question plus loin, et une chlorite aciculaire, incolore, assez biréfringente, formant des bouquets et des sphérolites.

Cette dernière montre les propriétés de la shéridanite, décrite récemment par ORCEL (1).

Un échantillon, très chargé de péridot partiellement serpentinisé et provenant du sommet de la carrière, a donné à l'analyse la composition suivante :

|                                |        |
|--------------------------------|--------|
| SiO <sup>2</sup>               | 13.06  |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 3.08   |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 1.34   |
| MgO                            | 14.83  |
| CaO                            | 33.76  |
| P. F.                          | 34.32  |
| Total                          | 100.39 |

La petite quantité d'alumine s'explique par la présence de spinelle et d'un peu de phlogopite. Ce calcaire est donc très riche en magnésie à l'état de silicates. Il est facile de calculer que de l'ensemble de la roche, 60% seulement est constitué par du carbonate de chaux.

Certains bancs contiennent, en outre, du mica phlogopite en quantité variable.

*Cipolin à phlogopite.* — Le calcaire à phlogopite ne forme jamais de bancs épais. Il constitue plus généralement des zones dans le calcaire pur ou dans le calcaire à forstérite.

Le mica phlogopite est dispersé sans ordre dans la mosaïque de la calcite. La teinte en est variable. Sur bien des échantillons il est presque incolore ; au microscope il est à peine jaunâtre suivant n<sup>g</sup>, lorsque sa teinte est la plus intense ; il se distingue aisément de la muscovite par son apparente uniaxiale. D'autres fois il a une teinte blonde ou mordorée, il montre alors suivant n<sup>g</sup> des tons sépia ou sanguine, tandis que suivant n<sup>p</sup> il reste d'un jaune peu sensible. Très souvent, ainsi que l'a décrit et figuré COHEN [109], le mica contient de fines aiguilles de rutile disposées à 60° les unes des autres et constituant une sorte de réseau.

---

(1) ORCEL. Sur un type de chlorite blanche alumineuse. *C. R. A. S.*, CLXXVIII, 1924, p. 1729.

Le résultat d'une analyse du phlogopite de Saint-Philippe a été donnée par DELESSE :

|                                |       |
|--------------------------------|-------|
| SiO <sup>2</sup>               | 37.54 |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 19.30 |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 1.61  |
| MgO                            | 30.32 |
| CaO                            | 0.70  |
| Na <sup>2</sup> O              | 1.00  |
| K <sup>2</sup> O               | 7.17  |
| MnO                            | 0.10  |
| F <sup>2</sup>                 | 22    |
| P. F.                          | 1.50  |
| Total                          | 99.97 |

On sépare aisément le phlogopite du calcaire en attaquant le cipolin par un acide faible. On peut constater ainsi que les strates normalement chargées de mica en contiennent environ 30% du poids de la roche ; ceci correspond approximativement pour 100 de cipolin à 11 de silice, 6 d'alumine, 9 de magnésie et 70 de carbonate de chaux.

Si l'on compare ce calcul aux résultats de l'analyse du cipolin à forstérite, on voit que le calcaire à phlogopite diffère du précédent, outre sa forte teneur en alumine, par une proportion plus grande de la silice par rapport à la magnésie.

Certaines strates chargées de phlogopite contiennent aussi en abondance une amphibole vert-olive, incolore en lames minces, dont la bissectrice aiguë est positive. Il s'agit de la variété pargasite, que l'on trouve associée au mica phlogopite dans de nombreux calcaires cristallins. A Saint-Philippe les points où se développe la pargasite sont assez rares : c'est pourquoi ce minéral n'avait pas été signalé jusqu'ici. J'ai également trouvé la pargasite dans les blocs de calcaire cristallin qui jonchent le sol près de la ferme de Haimbach, au sud de Lièpvre.

L'association de la pargasite et du phlogopite mérite d'être soulignée : les deux minéraux sont en effet caractérisés (l'un parmi les amphiboles, l'autre parmi les micas) par leur richesse en magnésie, leur pauvreté en fer et leur teneur en fluor.

*Cipolin à diopside et quartz.* — Le cipolin à diopside et quartz se trouve sur le flanc gauche de la carrière, du côté du mur de la lentille calcaire.

Les affleurements y sont moins bons que du côté du toit : les bancs sont disloqués par des failles et entrecoupés de lits de gneiss de sorte que l'exploitation ne s'y est pas développée. On y peut cependant faire quelques observations.

Le calcaire est en général assez pur et ne contient ni phlogopite, ni forstérite. On y rencontre du quartz en grains massifs ou en digitations arborescentes, renfermant de nombreuses inclusions de calcite. Un peu de séricite souligne souvent le contact des deux minéraux.

Les minéraux magnésiens sont ici la trémolite et surtout le diopside. Celui-ci est d'une teinte verte, assez pâle ; généralement il est altéré et réduit à l'état de squelette limoniteux.

Je signalerai enfin un banc, situé entre deux couches de gneiss à graphite, qui est lui-même très chargé de graphite en paillettes hexagonales de plusieurs millimètres. Le quartz et le diopside y sont associés.

ORIGINE DU CALCAIRE CRISTALLIN. — C'est un fait remarquable que le calcaire de Saint-Philippe, ainsi d'ailleurs que les autres calcaires des Vosges, ne contient que des minéraux magnésiens et calco-magnésiens : phlogopite, pargasite, forstérite (humite), diopside et spinelle, à l'exception de minéraux uniquement calciques tels que la wollastonite et le grenat grossulaire.

Cette absence de silicates calciques parmi les produits de métamorphisme d'un calcaire a longtemps paru aux géologues une véritable énigme. On sait aujourd'hui qu'un complexe ainsi constitué est le résultat du métamorphisme d'un calcaire dolomitique : la magnésie seule a été silicatisée, tandis que la chaux est restée à l'état de carbonate. On dit d'un tel calcaire qu'il a été dédolomitisé (1).

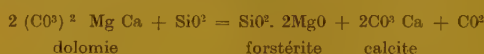
Notons d'abord que le calcaire de Saint-Philippe n'était pas uniformément dolomitique : c'était un calcaire à bancs plus

(1) Cette question est développée p. 177.

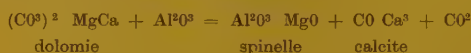
ou moins magnésiens puisque, actuellement, les bancs à minéraux alternent avec des bancs de calcite presque pure. De plus l'analyse d'un calcaire choisi parmi les plus chargés en silicates magnésiens, donne une teneur de 33.76 % de chaux et de 14.83 % de magnésie : ce qui ne correspond qu'à une proportion moléculaire de 0.60 de  $\text{CO}^3 \text{Mg}$  pour 1 de  $\text{CO}^3 \text{Ca}$ , alors que dans la dolomie proprement dite ce rapport est l'unité.

Si l'on admet que la différenciation des bancs à phlogopite, des bancs à diopside et autres tient à la composition primitivement hétérogène des différentes strates — c'est-à-dire en d'autres termes que la [présence ou l'absence d'alumine dans le calcaire cristallin ne fait que mettre en évidence les variations primitives de la composition de la roche sédimentaire — on peut, en les exprimant par leur équation chimique, résumer ainsi les caractères particuliers de chacun des types qui ont été décrits (1).

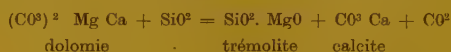
1. Les bancs de *calcaire à forstérite* proviendraient de l'imprégnation d'un calcaire dolomitique par la silice.



Un peu de spinelle peut accessoirement se former aux dépens des matières alumineuses du sédiment.



2. Le *calcaire à diopside et à trémolite* correspondrait à une proportion de silice plus élevée par rapport à la magnésie (ce que montre d'ailleurs la présence de quartz libre).

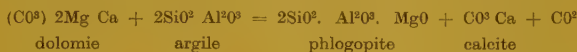


3. Le *calcaire à phlogopite* représenterait des bancs riches à la fois en silice et en alumine, donc chargés primitivement de

---

(1) Certaines de ces équations ont été précédemment appliquées par HATCH et RASTALL (*Quart. Journ.*, XLVI, 1910, p. 507) à un cas semblable (Voir page 106).

produits alumineux, argile ou mica. La teneur en titane de ces lits micacés confirme cette explication (1). Pour ne pas donner à l'équation chimique une complexité qui cacherait son caractère de schématisation, je n'y ferai pas entrer les alcalis.



En résumé, le calcaire à minéraux de Saint-Philippe représente l'équivalent métamorphique d'un calcaire à lits dolomitiques dont certaines strates étaient chargées de produits argileux.

ÉLÉMENTS D'APPORT DANS LE MÉTAMORPHISME DU CALCAIRE. — Nous sommes donc conduit à admettre que la composition du calcaire n'a que très peu varié au cours du métamorphisme, et que l'apport chimique a été représenté surtout par une imprégnation générale par de la silice (imprégnation légère d'ailleurs puisqu'il n'y a pas eu saturation des bases à l'état de métasilicate).

Les autres éléments n'ont joué qu'un rôle peu important et au point de vue de la masse, leur apport est négligeable. Les alcalis sont décelés par la formation du phlogopite partout où se trouvait de l'alumine.

Enfin le fluor, fixé par le phlogopite, la pargasite et les minéraux du groupe de la humite, montre le rôle qu'ont joué ici les minéralisateurs.

Aucun de ces éléments d'apport, silice, alcalis, fluor, n'a laissé de traces de son passage dans le calcaire pur séparant les zones à silicates. Ils ont traversé les bancs de calcite sans que l'on puisse déceler leur passage et on ne les trouve que là où des réactions chimiques ont permis leur fixation. On ne saurait donc attribuer la silicatisation à une simple injection ou imprégnation feldspathique, telle que l'a décrite MICHEL-LÉVY. Cette circulation d'éléments fumerolliens diffus rappelle plutôt l'image des colonnes filtrantes de TERMIER.

(1) On sait que les sédiments fins, tels que les argiles, les schistes et les marnes contiennent généralement une assez forte proportion de titane. Celle-ci est due à la présence de petites aiguilles de rutile.



L'étude des pegmatites calco-alkalines, qui sillonnent le calcaire et les gneiss voisins, va nous permettre de préciser nos idées sur les circulations de matière au cours du métamorphisme.

PEGMATITES CALCO-ALKALINES TRAVERSANT LE CALCAIRE. —

Les calcaires du toit de la lentille sont parcourus par des filons feldspathiques d'allure irrégulière et noduleuse. Dans l'état actuel de la carrière leur développement est peu visible ; j'emprunterai donc à DELESSE, la description suivante.

« Ces rognons feldspathiques sont allongés et aplatis, ils forment des lits irréguliers et discontinus qui sont généralement parallèles à la schistosité du calcaire, ainsi qu'à celle des gneiss. Quelquefois cependant les lits parallèles de rognons communiquent entre eux et sont reliés par des rognons de même nature qui sont transversaux à la schistosité. La forme et la disposition de ces rognons montrent qu'ils correspondent aux filons, également très aplatis et irréguliers, qui sont disséminés dans le gneiss. Leur épaisseur est ordinairement de plusieurs centimètres et ne dépasse pas 0 m 50 ; souvent elle est inférieure à 0 m 05. Ils peuvent avoir plusieurs mètres de longueur et présenter des lits continus. Ils sont très contournés et ils affectent des formes bizarres, mais presque toujours allongées dans le sens de la schistosité ».

Actuellement on peut les observer sous la forme de filonnets de quelques centimètres de puissance. Ce sont évidemment des filons de pegmatite en relation avec ceux qui parcourent le gneiss voisin.

Mais remarquons immédiatement que ce sont là des pegmatites bien spéciales, qui ne montrent pas les caractères habituels de ces roches. Elles sont formées par de l'oligoclase, accompagné accessoirement par de l'orthose. Il s'y trouve un peu de diopside, d'amphibole, de phlogopite et de sphène. Pas de muscovite, pas de tourmaline. L'allure en forme de rognons et de concrétions ne rappelle pas non plus les conditions de gisement des pegmatites communes.

LACROIX a décrit des pegmatites absolument semblables à Madagascar (1). Il me paraît utile de reproduire intégralement son opinion sur ce sujet.

« Les pegmatites dont il s'agit ici sont caractérisées par l'association d'un plagioclase (oligoclase à andésine) à un feldspath potassique, qui assez rarement est du microcline et le plus souvent de l'orthose en micropertithe fusiforme. Les éléments colorés sont de la biotite, des pyroxènes et des amphiboles calco-magnésiennes; il n'existe ni tourmaline, ni muscovite, ni aucun des minéraux que j'ai décrits dans les chapitres précédents.

Dans quelques gisements qui vont être signalés, ces pegmatites constituent de véritables filons; mais dans le plus grand nombre de gisements que j'ai étudiés elles sont intercalées au milieu des gneiss sous forme de lits parallèles, d'amandes, de lentilles; leur association aux gneiss est constante; elles font corps avec eux et souvent donnent l'impression qu'elles ne peuvent en être séparées; ce sont des sortes de gneiss pegmatitiques et peut-être serait-il plus logique de les décrire dans le chapitre consacré aux gneiss, si leur analogie minéralogique avec des types filoniens n'était bien nette. Comme dans la plupart des cas on ne distingue aucune relation immédiate entre ces pegmatites et des intrusions granitiques profondes, je suis conduit à admettre pour leur genèse une hypothèse formulée par DALY (2): dans les régions de métamorphisme régional intense, les roches profondément situées et chargées d'eau d'imbibition ont pu se trouver portées à la température, relativement basse encore, à laquelle un mélange de quartz et de feldspath peut entrer en solution avec de l'eau mélangée à quelque gaz; ainsi ont pu se former de petites poches remplies de solutions de ce genre, solutions susceptibles de s'infiltrer dans les roches solides du voisinage, puis de recristalliser avec l'aspect d'une roche filonienne».

Je ne puis qu'insister sur la différence profonde qui sépare nos pegmatites calco-alkalines des véritables injections de pegmatite à muscovite et à tourmaline. Il semble bien que les pegmatites de Saint-Philippe constituent un produit de dissolution des gneiss, qui a circulé et cristallisé dans les fissures et les joints du calcaire. On verra plus loin qu'il existe toutes les transitions entre les types à aspect filonien trouvés dans le calcaire et les types nettement gneissiques intercalés dans les roches silicatées voisines.

#### MODIFICATIONS DIVERSES DES PEGMATITES CALCO-ALKALINES.

— Les pegmatites calco-alkalines ont été le siège de phénomènes

(1) A. LACROIX, Minéralogie de Madagascar, II, p. 366.

(2) A. DALY, Igneous rocks and their origin. New York, 1914, p. 370.

minéralogiques particuliers qui leur ont donné l'aspect de concrétions à structure concentrique. DELESSE a longuement décrit ces rognons à minéraux: à leur centre est du feldspath, du diopside et de l'amphibole; puis vient un anneau de chlorite compacte; celui-ci est entouré par une gaine de mica phlogopite qui à son tour va se perdre dans le calcaire encaissant.

Il y a, dans ces rognons, superposition des effets de deux phénomènes qui doivent être nettement différenciés. Ce sont: 1<sup>o</sup> les phénomènes d'endomorphisme et d'exomorphisme de la pegmatite au contact du calcaire; 2<sup>o</sup> la transformation secondaire de l'oligoclase en chlorite.

1<sup>o</sup> *Pseudomorphose de l'oligoclase en chlorite*. — Pour plus de clarté, je commencerai par étudier le phénomène de la chloritisation des plagioclases, afin de n'avoir plus à y revenir lors de la description des réactions des pegmatites sur le calcaire. La transformation en chlorite n'est d'ailleurs pas intégrale et toutes les transitions existent entre les pegmatites intactes et d'autres tout à fait chloritisées.

L'altération se propage depuis la périphérie des rognons jusqu'à leur centre, en sorte que l'on trouve généralement des noyaux feldspathiques entourés d'une écorce verte.

Cette chlorite, que DELESSE avait appelé pyrosclérite mais qui doit d'après GROTH porter le nom de pseudophite, est une variété peu ferrifère de pennine. Les résultats d'analyse donnés par DELESSE puis par KNOPP correspondent à des produits impurs. Je rappellerai seulement ici celui que donne GROTH [102]:

|          |                                |       |
|----------|--------------------------------|-------|
|          | SiO <sup>2</sup>               | 32.84 |
|          | Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 17.34 |
|          | Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 3.29  |
|          | FeO                            | 1.04  |
|          | CaO                            | 0.75  |
|          | MgO                            | 30.48 |
| au rouge | H <sup>2</sup> O               | 12.16 |
| à 200°   | H <sup>2</sup> O               | 2.28  |

---


$$= 100,18$$

L'aspect du minéral est compact et serpentineux. Au microscope, il se montre formé de fibres incolores, faiblement biréfringentes. La teinte de polarisation reste dans les noirs bleutés lorsque les fibres sont entre-croisées, et monte jusqu'à des couleurs chaudron lorsqu'elles sont parallèles.

La pseudophite se forme dans les feldspaths à partir de certains foyers. De ces points la transformation gagne l'ensemble, soit d'une manière floue et diffuse, soit en étroits chenaux suivant les plans de clivage. A un stade plus avancé ces foyers se rejoignent entre eux. Finalement la pegmatite est transformée en une masse cireuse et verdâtre, dans laquelle subsistent quelques cristaux d'orthose.

Cette transformation est spéciale aux pegmatites du calcaire. Les feldspaths des gneiss en sont indemnes.

D'après DELESSE et d'après GROTH, le feldspath chloritisé serait de l'orthose et non de l'oligoclase. En fait, dans toutes les préparations observées l'orthose m'a paru être particulièrement réfractaire à cette transformation.

A. LACROIX adoptant cette même opinion (1) dit que « l'orthose non chloritisée est piquetée par des micas secondaires ». Il se peut qu'en ce cas le feldspath ait été trop altéré pour être déterminé par ses propriétés optiques car en réalité, il s'agit encore là d'oligoclase et non d'orthose. En effet, et ainsi que l'a fait remarquer J. DE LAPPARENT (2), la séricitisation se rencontre exclusivement dans les plagioclases et jamais dans les feldspaths potassiques. Cette règle générale se vérifie bien dans nos pegmatites, où l'orthose reste intacte tandis que l'oligoclase seule est chloritisée ou séricitisée.

Quelle est la genèse de la pseudophite ?

On peut attribuer la formation de ce minéral à la circulation d'eaux chargées de magnésic. L'origine de ces eaux minéralisées serait liée à la transformation de la forstérite en serpen-

(1) A. LACROIX. *Minéralogie de la France*, I, 1893, p. 388.

(2) J. DE LAPPARENT. *Étude comparative de quelques porphyroïdes françaises*. *B. S. F. Min.*, XXXII, 1909, p. 174, Origine de la séricite.

tine et en talc. La pseudophite en effet ne se forme jamais loin des roches serpentineuses.

2° *Modifications exomorphes du calcaire à minéraux au contact des pegmatites.* — Je vais décrire maintenant les phénomènes contemporains de la formation de la pegmatite elle-même, phénomènes qui n'ont par conséquent aucun rapport avec les transformations en chlorite et en séricite.

Lorsqu'on observe un filon qui traverse le calcaire, on voit des zones de contact parfaitement nettes, aussi bien dans la pegmatite que dans le calcaire encaissant.

Commençons par décrire les phénomènes qui apparaissent dans le calcaire; ou si l'on veut et pour comparer ces modifications au métamorphisme de contact, commençons par étudier les transformations dues à l'exomorphisme.

D'une manière générale, au voisinage du filon le calcaire à forstérite est remplacé par un calcaire à phlogopite.

Examinons cependant les faits avec plus de détail, en procédant zone par zone, depuis la salbande du filon jusqu'au calcaire non transformé.

1) L'éponte même est formée par une véritable accumulation de mica phlogopite, constituant à la pegmatite une sorte de gaine continue.

2) Au delà, la proportion de phlogopite par rapport à la calcite diminue rapidement et tend vers la normale.

3) Plus loin apparaissent peu à peu dans le calcaire des grains de forstérite.

4) Enfin à une certaine distance du filon le calcaire devient le calcaire à forstérite non modifié par la pegmatite.

Au voisinage de la pegmatite l'orthosilicate est donc remplacé par un métasilicate alumineux. Cette substitution démontre qu'aux éléments susceptibles de donner de la forstérite, la pegmatite a apporté la silice, l'alumine et les alcalis qui manquaient pour produire le mica.

Dans cette modification de contact, il ne s'agit pas d'une recristallisation faite aux dépens d'un péridot préexistant. L'ob-

servation des plaques minces montre que la forstérite et le phlogopite sont contemporains et inclus au même titre dans le calcaire. La pegmatite est donc contemporaine du métamorphisme général et n'en est qu'une manifestation.

La manière dont s'est réalisé l'apport de substance de la pegmatite au calcaire est à remarquer. Cet apport ne s'est pas effectué sous la forme d'une fine injection feldspathique. Comme dans le cas du métamorphisme de la masse du calcaire l'apport des éléments ne se manifeste que dans certains minéraux qui les ont fixés ; la trace matérielle de l'apport lui même n'a pas été conservée.

Notons que la distance jusqu'à laquelle le périclote est remplacé par le phlogopite mesure la limite même du déplacement de l'alumine dans le calcaire. Or cette distance ne dépasse pas quelques centimètres : elle est extrêmement faible par rapport à la distance franchie par la silice et les alcalis, qui ont imprégné toute la masse du cipolin. L'alumine est donc beaucoup moins mobile que ces derniers éléments (1).

Si l'apport d'alumine, de silice et des alcalis suffit à expliquer le remplacement du périclote par le mica phlogopite, il n'en est pas de même pour les accumulations de mica que l'on observe en gaine serrée autour des filonnets, même lorsque le calcaire voisin n'est pas magnésien. Il faut bien alors admettre que c'est la pegmatite qui a apporté au calcaire la magnésie qu'il ne contenait pas, au même titre que les autres éléments d'apport.

Les pegmatites, au moment où elles pénètrent dans le calcaire après avoir parcouru les gneiss voisins, sont en effet chargées de minéraux magnésiens. Si l'on tient compte de la facilité avec laquelle circule (2) la magnésie, on peut concevoir que cet élément soit un élément d'apport au même titre que la silice, l'alumine, les alcalis et le fluor.

3° *Modifications endomorphes des pegmatites.* — La composition minéralogique des pegmatites du cipolin révèle des par-

(1) Voir page 105.

(2) Voir page 105.



ticularités intéressantes, qui montrent l'intervention de phénomènes d'endomorphisme.

On ne peut pas séparer les pegmatites du calcaire de celles qui sillonnent les gneiss voisins. Il existe entre les unes et les autres, ainsi que l'avait déjà reconnu DELESSE, une unité pétrographique évidente. Cette description constituera donc une sorte de transition et nous conduira à l'étude des termes franchement silicatés du terrain cristallophyllien.

L'observation micrographique montre dans ces filons et nodules du calcaire, outre l'oligoclase et l'orthose qui forment le fond de la roche, des minéraux magnésiens : de la hornblende, du diopside et, spécialement dans les pegmatites du calcaire, du mica phlogopite.

Le mica est visiblement en rapport avec la gaine de phlogopite qui forme la salbande du filon. Lorsqu'il n'y a pas de salbande micaée, il est bien rare qu'on trouve du mica dans le pegmatite. On voit aussi des grains de sphène, souvent très polychroïques.

Quant au pyroxène et à l'amphibole ils se trouvent plus généralement dans les filons du gneiss que dans ceux du calcaire. Les cristaux les plus petits sont proches de la périphérie et les plus grands du centre. Lorsque ces filons contiennent des mé-tasilicates et sont entourés par une auréole de phlogopite et que l'oligoclase a été secondairement chloritisée sur la périphérie, ils présentent les curieux nodules à structure concentrique qui ont attiré l'attention de DELESSE, de GROTH et de LACROIX.

Le diopside est de la variété malacolite. Il est d'un vert pâle et très développé suivant la zone du prisme. L'amphibole est une hornblende à éclat bronzé et à clivages brillants rappelant ceux de l'hypersthène. Elle est faiblement polychroïque dans les tons brunâtres. D'après les analyses de DELESSE elle diffère essentiellement du diopside par une proportion plus grande de magnésie par rapport à la chaux. Enfin le sphène, qui accompagne toujours ces minéraux, se trouve souvent en grands cristaux bruns, d'éclat résineux. D'après LACROIX [168], ce sphène peut se transformer en anatase.

La présence de minéraux magnésiens dans la pegmatite calcaïque est sans aucun doute due à l'absorption, par cette pegmatite, de la magnésie des gneiss voisins. En effet, il y a un rapport constant entre la nature des salbandes et la présence de ces minéraux : les pegmatites se chargent de diopside en traversant des gneiss très micacés. Le diopside et la hornblende sont d'autant plus abondants que la roche encaissante est plus magnésienne. Il faut admettre que la chaux a été apportée par la pegmatite calco-alcaline elle-même, tandis que la biotite des gneiss encaissants aurait fourni la magnésie du diopside et le titane du sphène.

Un autre exemple vient à l'appui de cette explication. On trouve dans des gneiss très alumineux, voisins de la carrière de Saint-Philippe, des lentilles de pegmatites calco-alcalines contenant un grenat de la série almandin-pyrope, en gros cristaux de près d'un centimètre : le même phénomène d'endomorphisme aurait conduit ici à une sursaturation en alumine par rapport aux bases et à la silice (1).

En résumé, le réseau de pegmatites calco-alcalines qui enserme le calcaire et les gneiss voisins, se montre uniforme quant à sa composition feldspathique. Par contre les silicates magnésiens, dont j'attribue la formation à des phénomènes d'endomorphisme, varient avec la nature de la roche encaissante : le phlogopite se trouve dans la pegmatite du calcaire ; le diopside, la hornblende et le grenat dans les pegmatites des gneiss, suivant que la roche encaissante est plus ou moins calcaire magnésienne, ou alumineuse.

#### C. — AUTRES CALCAIRES CRISTALLINS A MINÉRAUX CALCO-MAGNÉSIENS.

Les calcaires à minéraux des Vosges, à l'exception de la dolomie de Mandray, sont exactement du même type que le cal-

(1) Ces modifications de pegmatites rappellent le cas des dissogénites décrites par LACROIX. Les dissogénites proviennent de la modification endomorphe d'apophyses granitiques au contact de roches encaissantes calcaires. La seule différence est que nos pegmatites n'ont pas une origine magmatique. Voir LACROIX, *Minéralogie de Madagascar*, II, 1922, Dissogénites, p. 373 ; Remarques sur les dissogénites, *C. R. A. S.*, CLXXIX, 1924, p. 945.

caire de Saint-Philippe. En général ils sont moins riches en minéraux ; ils se présentent aussi dans de plus mauvaises conditions d'observation. Il reste peu de chose à dire à leur sujet, et je me contenterai de quelques remarques.

A Haimbach, près de Lièpvre, on trouve des blocs épars sur le sol d'un calcaire dont les conditions de gisement sont singulières : alors que les autres calcaires sont groupés dans les gneiss calco-magnésiens et alumineux, celui-ci se trouve isolé dans les leptinytes granitoïdes à tourmaline. Les minéraux que l'on y trouve sont le mica phlogopite et surtout la pargasite.

L'étude des carrières du Chippal nous retiendra un peu plus longuement. Ces carrières se trouvent non loin du village de ce nom, près du col des Journaux ; elles ont été autrefois décrites en détail par DELESSE. L'exploitation en ayant cessé depuis longtemps, les relations qui unissent entre eux les différents types de roche ne peuvent plus être observées.

Le calcaire du Chippal est identique à celui de Saint-Philippe. Toutes les particularités dont j'ai fait mention plus haut s'y retrouvent plus ou moins. Il se distingue cependant du calcaire de Saint-Philippe par la présence de filons d'une roche granitoïde, qui le sillonnent irrégulièrement.

Ces filons sont d'un type très fréquent dans la région ; ils doivent être considérés sans doute comme des apophyses du massif de granite à deux micas de Fraize. On en trouve toute une gamme au point de vue de la composition et de la structure, qui va du type aplitique ou pegmatique au type nettement granulitique. Dans le cas particulier du filon traversant le calcaire, l'absence de structure porphyrique ne permet pas de donner à la roche le nom de microgranite. Celle-ci a tous les caractères d'une roche grenue.

On y voit au microscope du quartz, des cristaux d'une micropertchite à base d'orthose ou de microline très riche en albite, de l'oligoclase et, accessoirement, de la muscovite et de la biotite décolorée. Des amas de séricite, assez grands pour être observés à l'œil nu, à contour hexagonal ou rectangulaire, doivent être regardés comme des pseudomorphoses de cordiérite.

Je n'ai pas observé dans cette granulite les silicates calco-magnésiens et le sphène, si abondants dans les pegmatites calco-alcalines que l'on retrouve d'ailleurs ici. Au contact du calcaire, aucun phénomène d'endomorphisme ou d'exomorphisme ne s'offre en évidence.

Le cas du gisement du Chippal est donc différent de celui de Ville-ès-Martin, qui a été décrit par A. LACROIX (1) et où la granulite subit des modifications endomorphes rappelant celles de nos pegmatites calco-alcalines.

#### D. — LA DOLOMIE DE MANDRAY.

CONDITIONS DE GISEMENT ET STRUCTURE DE LA ROCHE. — La dolomie forme une lentille interstratifiée dans les gneiss à cinq cents mètres environ du hameau de Haute-Mandray (Vosges).

Les anciens auteurs en ont peu longuement traité : CARRIÈRE [136bis], puis LEBRUN [120], lui ont consacré quelques lignes. Au surplus l'opinion de ces anciens auteurs a-t-elle perdu tout intérêt.

La dolomie est de grain très irrégulier. Les cristaux sont parfois petits, d'autres fois ils atteignent un centimètre. D'ordinaire un peu de calcite cimente les grains de dolomie. Par altération la calcite est dissoute et la roche devient légèrement cavernueuse.

La masse de la dolomie, qui ne montre d'ailleurs aucune trace de stratification, est coupée d'endroit à autre de couches de gneiss, identiques à celles qui encaissent l'ensemble et qui sont extrêmement altérées.

On voit aussi au centre de la carrière une protubérance d'une roche tenant de la pegmatite et de la granulite, et rappelant la roche granitoïde qui traverse le calcaire voisin du Chippal.

Enfin, dans la carrière la plus septentrionale, un filon est constitué par un microgranite très altéré par séricitisation.

---

(1) A. LACROIX. Contribution à l'étude des gneiss à pyroxène et à wernérites. *Bull. Soc. Franç. de Minéralogie*, 1889, XII, p. 117.

On peut ajouter encore que dans la dolomie comme dans les filons se trouve fréquemment du quartz secondaire, de la sidérose, de la malachite, des wads. CARRIÈRE signale en outre la chalcopyrite, la phillipsite et la barytine.

Cette première description montre donc une différence frappante entre la dolomie de Mandray et les calcaires du type de Saint-Philippe et du Chippal. Ici, pas de minéraux de métamorphisme apparents, pas de phénomènes de contact, pas de stratification visible. Au contraire il y a séricitisation avancée de toutes les roches silicatées, et imprégnation de la dolomie elle-même par des minéraux d'origine hydrothermale.

L'observation microscopique ne fait que confirmer cette différence.

En lames minces, la dolomie du type ordinaire se montre formée par un carrelage de petits cristaux à contours très dentelés, traversé de nombreux filonnets d'un agrégat quartzeux.

Le quartz, qui est du type prismatique ou laminaire des cristaux des filons hydrothermaux, se trouve le plus souvent dans un ou plusieurs cristaux de carbonate, ce qui montre qu'il est contemporain de la cristallisation (ou de la recristallisation) de la dolomie. Mais des rhomboèdres de dolomie sont aussi venus cristalliser entre les cristaux de quartz.

Parfois donc la dolomie englobe le quartz, parfois au contraire le quartz traverse les cristaux brisés de dolomie. Il semble d'après ceci que les deux minéraux ont cristallisé en même temps, pendant que se produisaient les fissures de la roche qui ont permis la circulation des eaux minéralisées.

Lorsque la dolomie se présente en grands cristaux atteignant un centimètre, on observe constamment les macles d'origine mécanique, habituellement observées dans le cas de la calcite. D'après WEINSCHENK (1) cette macle n'est pas la macle suivant  $b^4$ , mais la macle suivant  $e^4$ . La distinction n'est d'ailleurs pas perceptible dans les sections non orientées.

---

(1) WEINSCHENK. Die Gesteinbildenden Mineralien. Freiburg i. B., 1915, p. 118.

Dans certaines parties de la carrière où la dolomie est particulièrement brisée et recimentée par du quartz, la roche présente une rubéfaction intense. Le microscope montre qu'un pigment ferrugineux rouge s'est introduit dans les fentes et les cassures de la dolomie en même temps que le quartz. Grâce à sa ténuité ce pigment s'est glissé jusque dans les clivages du carbonate. Il est relativement peu abondant et ne colore la masse qu'à cause de sa très grande diffusion.

Isolé de la dolomie par l'action d'un acide, le pigment a montré les propriétés d'une goethite quelque peu manganifère. Il est à l'état de petites tablettes d'une couleur rouge brunâtre, très réfringentes et très biréfringentes. La goethite est d'ailleurs fréquente, à l'état pulvérulent, dans les filons hydrothermaux ainsi que dans les latérites et bauxites (1) qui lui doivent en partie leur couleur rouge.

Certains échantillons de la roche de Mandray montrent des traces de silicates complètement altérés, englobés dans la dolomie.

Certains d'entre eux ont été des micas. On le voit lorsque subsistent quelques fibres du minéral primitif, qui est alors déchiqueté tandis que la dolomie a cristallisé entre les lames écartées. Parfois le mica a complètement disparu et il ne reste que la marque de son emplacement, dessinée par un mélange de produits ferrugineux et titanifères, produits d'altération qui s'irradient autour du minéral.

D'autres sections prismatiques sont moins faciles à identifier, car plus rien ne reste du minéral primitif. La forme générale est celle d'un pyroxène. Actuellement on ne voit qu'un mélange de calcite ou dolomie et d'un produit qui ressemble à l'albite de substitution des orthoses.

La forme et la répartition de ces traces de silicates rappellent complètement le diopside et le phlogopite des calcaires du

---

(1) J. DE LAPPARENT. Sur la constitution minéralogique des bauxites et des calcaires au contact desquels on les trouve. *C. R. A. S.*, CLXXVIII, 1924, p. 581.



type de Saint-Philippe (1). Ce sont certainement des traces de silicates de métamorphisme.

ORIGINE DE LA DOLOMIE. — Toutes ces observations s'accordent à montrer que la dolomie de Mandray est un calcaire à minéraux ultérieurement modifié par des actions hydrothermales.

Différentes considérations démontrent en effet, d'une part que la dolomitisation a été postérieure au métamorphisme, d'autre part qu'elle a été contemporaine de l'altération des silicates.

La dolomie serait donc un calcaire à bancs primitivement magnésiens du type du calcaire de Saint-Philippe, dédolomitisé par métamorphisme et redolomitisé ensuite par voie hydrothermale.

Deux ordres de faits viennent à l'appui de cette hypothèse.

Notons ceci d'abord que, bien que la dolomie soit une roche massive d'un bout à l'autre de la masse lenticulaire et qu'elle ne montre pas l'alternance de bancs plus ou moins magnésiens du calcaire de Saint-Philippe, cependant les traces de minéraux ne sont pas également réparties. Elles se trouvent groupées dans certaines zones de la dolomie, tandis que d'autres en sont dépourvues. Une telle répartition semblerait inexplicable si l'on admettait que le métamorphisme ait agi sur la dolomie massive ; elle paraît au contraire normale si l'on y voit le résultat de la dolomitisation secondaire d'un calcaire stratifié du type de Saint-Philippe.

D'autre part l'altération des minéraux paraît liée à la formation même de la dolomie. Certains cristaux de carbonate mordent sur le contour des anciens silicates ; d'autres se forment à leur intérieur. J'ai dit aussi plus haut que la dolomie semble contemporaine de la cristallisation du quartz en prisme, qui est certainement récent.

Tout ceci conduit à admettre que la dolomitisation est contemporaine des venues hydrothermales qui ont agi sur le calcaire.

---

(1) La dolomie de Mandray est située à 2 kilomètres du Chippal dans des terrains tout à fait analogues.

Des arguments que l'on pourrait appeler négatifs parlent dans le même sens. En effet, le cas de la dolomie de Mandray serait inexplicable du seul point de vue de la chimie du métamorphisme.

Il est peu probable d'abord qu'une dolomie puisse subsister intacte dans un domaine où, partout ailleurs, elle a été décomposée. La chose ne pourrait se réaliser que s'il y avait déficit de silice ; il se produirait alors du périclase et de la forstérite. Or ici les minéraux dont on observe les traces appartiennent au diopside et au phlogopite, ce qui indique que la silice n'a pas manqué.

On ne comprendrait pas d'autre part qu'un calcaire contenant des silicates de dédolomitisation soit cependant resté malgré cela une dolomie massive.

Enfin et d'une façon générale, la grande différence est frappante qui existe entre les deux types de calcaire : le type de Saint-Philippe montre des minéraux de métamorphisme dans des roches parfaitement fraîches ; le type de Mandray est altéré et contient surtout des minéraux d'origine hydrothermale.

De tout cela, je crois pouvoir conclure que la dolomie de Mandray est un ancien calcaire à minéraux magnésiens ultérieurement dolomitisé.

---

### 3. GNEISS A PYROXÈNE.

---

#### A. — RÉPARTITION ET CONDITIONS DE GISEMENT.

Les gneiss à pyroxène sont associés aux calcaires cristallins. On les trouve dans les mêmes horizons et souvent les uns et les autres sont développés dans les mêmes affleurements.

Une trainée de gneiss à pyroxène est en bonne évidence dans le massif de gneiss de Sainte-Marie entre Sainte-Croix, Saint-Philippe et la Petite-Lièpvre. Une autre trainée, symétrique de la précédente, se retrouve avec les mêmes caractères dans les gneiss d'Urbeis, entre la Hingrie (dans le haut de la vallée de Rombach-le-Franc) et la région de la Croix-aux-Mines.

Les gneiss à pyroxène du massif de Sainte-Marie sont les plus intéressants ; ils n'ont pas été étudiés jusqu'à présent. Je ne mentionnerai qu'à titre de comparaison ceux du massif d'Urbeis qui ont déjà fait l'objet de travaux antérieurs (1).

Tandis que les gneiss à biotite ou à amphibole, contenant quelque peu d'augite, sont très répandus et constituent des masses considérables dans la région située au sud-ouest d'Echery, les gneiss à pyroxène proprement dits ne forment pas de massifs importants. Ils sont à l'état de strates peu puissantes, alternant avec d'autres gneiss, ou forment un liseré de transition entre les calcaires cristallins et les roches silicatées voisines.

Tous ces gneiss ont une composition variable. Ils se groupent cependant autour de quelques types dont je décrirai la manière d'être en certains points particulièrement favorables.

---

(1) COHEN [137, p. 152].

## B. — LES GNEISS A PYROXÈNE DE SAINT-PHILIPPE.

GNEISS A PYROXÈNE DU TYPE PEGMATITIQUE. — Les gneiss à pyroxène sont bien développés dans la carrière de Saint-Philippe (1), où je les étudierai plus spécialement. Ils constituent des strates assez irrégulières au toit du calcaire cristallin. Ils appartiennent à deux types qui se différencient immédiatement par leur aspect et que j'appellerai le type pegmatitique et le type granoblastique.

Le premier type de gneiss est en relation avec les pegmatites à diopside dont j'ai parlé à propos des calcaires cristallins (2) et qui sillonnent également les gneiss encaissants.

Je rappelle sommairement ici que ces pegmatites sont formées par de l'oligoclase accompagné d'un peu d'orthose et de quelques gros cristaux de diopside et de sphène ; différentes considérations nous avaient conduit à regarder ces pegmatites comme le produit de dissolution et de recristallisation, au cours du métamorphisme général, des roches silicatées du voisinage.

Lorsque ces filons de pegmatite ont des salbandes nettes, elles se laissent distinguer du gneiss proprement dit. C'est à ces roches que GROTH [102] donnait le nom de roches augitiques feldspathiques titaniques (3).

D'autres fois, le passage est insensible entre les gneiss à biotite et la pegmatite à pyroxène. On ne peut alors établir de séparation et force est de considérer la roche comme un gneiss.

Du gneiss à biotite au gneiss à pyroxène s'observe une diminution progressive de la quantité de mica et un accroissement parallèle du fond feldspathique. L'augite se développe en même temps que le feldspath.

Les zones chargées de pyroxène sont aussi les plus riches en feldspath calco-sodique ; les parties les plus basiques ne sont que micacées.

(1) Voir la description de cette carrière à la page 75.

(2) Voir page 86 la description de ces pegmatites et la discussion sur leur origine.

(3) Augit-Feldspat-Titanitgesteine.

La composition de ces roches est très variable. Le quartz l'orthose et les plagioclases (qui se répartissent entre l'oligoclase et le labrador) s'y montrent en proportions changeantes. La structure varie du type pegmatitique, à larges éléments, au type granoblastique, perceptible seulement au microscope.

GNEISS A PYROXÈNE DU TYPE GRANOBLASTIQUE. — Les gneiss à pyroxène proprement dits, à structure granoblastique, sont des roches à grain fin, non micacées, à éclat gras et qui ressemblent à première vue à un quartzite. Ces gneiss forment un banc nettement visible à quelques mètres au-dessus du toit du calcaire ; il est sillonné par un réseau de pegmatite calco-alcaline à hornblende qui le divise en fragments ovoïdes ou sphériques.

La roche est formée par un assemblage granoblastique de labrador, de diopside, de quartz et d'orthose. De petites sections lenticulaires de sphène s'y rencontrent, le labrador est généralement altéré en séricite ; mais au lieu d'être seulement piqueté de petites écailles de ce mica, ainsi que d'ordinaire, il arrive qu'il est ici disparu et remplacé par une unique et grande lame orientée de séricite, lame dont on ne reconnaîtrait pas l'origine si l'on ne retrouvait au voisinage toutes les étapes de la transformation.

Il y a enfin, ça et là, des amas d'un minéral qui ne se rencontre pas dans les gneiss du type pegmatitique : la calcite. La calcite se trouve dans les gneiss granoblastiques à l'état d'élément primaire, et le labrador et le diopside se forment, comme on peut le voir, aux dépens de ces petites enclaves carbonatées. Par endroits la calcite est très abondante.

LISERÉ PYROXÉNIQUE AU CONTACT DES CALCAIRES ET DES GNEISS. — L'existence de roches basiques à pyroxène au contact des calcaires et des gneiss encaissants est un fait bien connu, qui a été mis en évidence par A. LACROIX (1).

Le phénomène se manifeste à Saint-Philippe sous des caractères si particuliers qu'il n'est pas sans intérêt d'en reprendre l'étude.

(1) A. LACROIX. Contribution à l'étude des gneiss à pyroxène et à wernérites. *B. S. F. Min.*, 1889, XII, p. 85 (Relations des gneiss pyroxéniques à wernérites et des cipolins, p. 109).

*L'auréole de contact en général.* — Il existe toujours au contact des gneiss et du calcaire une bande, large de un à plusieurs centimètres, constituée par un mélange de calcite et de silicates divers où prédomine le diopside (1). Cette auréole représente sans aucun doute un produit de transformation du calcaire sous l'influence d'un apport silicaté. On observe là en effet la formation d'une roche qui a tous les caractères d'un calcaire modifié par action pneumatolytique.

Mais quelle est l'origine de ces éléments d'apport ? Doivent-ils être considérés comme d'origine lointaine, d'origine magmatique par exemple ? La réponse décisive à cette question est apportée par l'examen des auréoles entourant les enclaves de gneiss du calcaire cristallin.

*L'auréole des enclaves de gneiss.* — Ces enclaves, que j'ai signalées en décrivant les conditions de gisement des différentes roches dans la carrière de Saint-Philippe (2), sont constituées par des fragments de gneiss divers empâtés dans le calcaire. Leur origine, on s'en souvient, reste obscure mais un fait est du moins certain, c'est que leur mise en place est antérieure au métamorphisme régional : on trouve en effet autour des blocs enclavés le liseré pyroxénique dont je viens de signaler l'existence, liseré qui forme ici une auréole continue.

L'intérêt que présente l'observation de ces enclaves est de montrer d'une façon certaine que la formation du liseré pyroxénique s'est effectuée sans aucun apport d'origine lointaine, uniquement par la réaction des silicates du gneiss sur le calcaire voisin. L'observation rend évident que la silice, l'alumine, la magnésie et le fer du bloc sont devenus mobiles sous l'action du métamorphisme et qu'ils se sont répandus dans le calcaire où ils ont donné naissance à des silicates basiques.

---

(1) Ce liseré est comparable aux roches auxquelles les auteurs scandinaves donnent le nom de skarn et qui sont des calcaires fortement minéralisés par apport pneumatolytique.

(2) Voir page 76.



*L'auréole des enclaves d'amphibolite.* — Un cas remarquable est celui de l'auréole de certaines enclaves d'amphibolite micacée à labrador.

L'examen de cette auréole au microscope montre deux particularités.

En premier lieu il n'y a pas de limite nette entre l'amphibolite et le calcaire, mais l'une et l'autre se fusionnent dans une zone pyroxénique mitoyenne. D'autre part les minéraux sont disposés en zones concentriques qui moulent exactement l'enclave et en suivent les saillants, les rentrants et les fissures.

Je décrirai ces zones à partir de celles qui confinent intérieurement à l'amphibolite pour aboutir à celles qui extérieurement vont se perdre dans le calcaire.

Une première bande, très étroite, contient du diopside, de la biotite et du labrador (généralement séricitisé), dispersés dans un fond où s'enchevêtrent de la calcite, du sphène, du quartz et de la pyrite. La pyrite est toujours englobée dans du quartz.

Une seconde zone, qui présente toutes les transitions avec la première, ne montre plus de minéraux ferriques. La pyrite et la biotite ont disparu. Au contraire le sphène prend un grand développement.

Plus loin le quartz à son tour n'apparaît plus tandis que la calcite devient de plus en plus abondante, au point de constituer bientôt un fond continu englobant des cristaux isolés de diopside et de labrador.

Une dernière zone enfin montre la disparition du feldspath, tandis que le diopside continue de charger le calcaire jusqu'à des distances beaucoup plus considérables.

L'existence de ces auréoles ne peut s'expliquer que par une exsudation des éléments de l'enclave dans le calcaire encaissant.

Sous quel état ces éléments ont ils pu quitter l'enclave pour se diffuser ainsi dans le calcaire ?

Il faut concevoir que dans les conditions physiques qui ont présidé au métamorphisme général, et sans doute sous l'influence

de certains minéralisateurs, des solutions contenant de la silice, du titane, de l'alumine, du fer, de la magnésie et des alcalis ont pu diffuser de la roche mère dans le calcaire. Ces solutions étaient identiques aux fumerolles pneumatolytiques qui interviennent dans les phénomènes de métamorphisme.

Un gneiss à pyroxène s'est ainsi formé aux dépens du calcaire par apport d'une fumerolle essentiellement acide. Dans le cas présent l'origine de cette fumerolle n'est certainement autre que la roche silicatée voisine.

On peut établir le moment où le départ de substance a dû se produire. C'est le temps même de la cristallisation granoblastique de la roche enclavée qui a fourni la matière de l'actuelle amphibolite.

On voit en effet dans l'auréole des produits qui ne se trouvent pas dans l'enclave, tel le quartz. Cette silice ne peut provenir des minéraux actuels, qui sont parfaitement frais.

D'autre part, c'est d'une manière continue et graduelle que l'on passe de la structure granoblastique de l'enclave à la structure enchevêtrée de l'auréole.

Il faut donc que la silice et les autres éléments soient sortis de l'enclave avant ou pendant la cristallisation granoblastique de l'amphibolite.

L'analyse détaillée des combinaisons minéralogiques que l'on trouve dans les zones successives permet de pousser l'investigation plus loin encore.

En particulier l'on voit que les éléments se sont répandus à distances inégales de l'enclave, ce qui implique que leur mobilité relative était plus ou moins grande.

La silice et la magnésie ont diffusé très loin, car le domaine où se rencontre le diopside est très vaste. Au contraire l'alumine ne dépasse pas la zone intérieure à celle là, où l'on trouve le labrador. Des zones de plus en plus proches de l'amphibolite délimitent, l'une le domaine de diffusion du titane, caractérisé par la présence du sphène, l'autre le mince liseré de pyrite qui représente l'aire d'expansion du fer.

Une telle succession n'est pas le fait du hasard ; on la constate dans toutes les enclaves, comme aussi au contact des calcaires et des gneiss encaissants. C'est aussi le même ordre de mobilité qui caractérise une enclave silicatée de la dolomie métamorphique de Port-Shepstone (Natal) décrite par HATCH et RASTALL (1).

C'est donc là un phénomène général.

Les auréoles successives donnent la mesure de la mobilité relative des différents éléments dans le calcaire : pour la silice et la magnésie une mobilité relativement grande ; pour le titane et l'alumine une mobilité plus faible. Le fer enfin est de tous les éléments le moins apte à se déplacer.

Il s'est produit ainsi au cours du métamorphisme une véritable diffusion fractionnée des éléments de l'enclave dans le calcaire. Là ces éléments ont réagi soit entre eux, soit sur le calcaire encaissant.

Le fer est fixé sous forme de biotite ou encore sous forme de pyrite. La constance de ce liseré de pyrite me conduit à le considérer comme le produit de la réaction du fer sur les sulfures du calcaire, qui est par endroits graphiteux et fétide et qui a dû contenir des matières organiques.

Cette accumulation du fer dans une zone étroite et définie au contact du calcaire ne pourrait-elle, lorsqu'elle se développe à plus grande échelle, expliquer la genèse de certains gîtes métalliques de contact ?

Le titane n'apparaît pas dans l'amphibolite enclavée. Il a constitué du sphène dès qu'a disparu la biotite qui sans doute le contenait.

L'alumine se trouve dans la biotite et dans le labrador ; la silice dans le quartz et dans les silicates.

---

(1) HATCH et RASTALL. *Quart. Journ. Géol. Soc.*, XLVI, 1910, p. 507. On ne peut cependant dans le cas de Port-Shepstone apprécier le déplacement de la magnésie, car l'exsudation des éléments s'est faite dans une dolomie, c'est-à-dire dans une roche déjà magnésienne.

Remarquons encore que la magnésie, à l'égal des alcalis, se trouve partout en suffisance pour fixer la silice.

*L'auréole des enclaves acides.* — Autour des enclaves acides les phénomènes ont été les mêmes, dans l'ensemble, que dans le cas des enclaves d'amphibolite.

Cependant la migration des éléments acides de l'enclave vers la périphérie a pris une telle intensité que le gneiss à biotite ne subsiste intact qu'au centre. Sur le pourtour il s'est produit une accumulation de feldspath et de quartz qui a donné à la roche le caractère d'une pegmatite calco-alcaline.

Elle ressemble d'autant plus aux pegmatites en filons du calcaire qu'on y trouve de gros morceaux de diopside. Ce minéral n'a pu se former que par imprégnation de l'enclave elle-même par la calcite encaissante.

Ces enclaves montrent par suite une double auréole, l'une interne, l'autre externe. D'une part la chaux a pénétré dans l'enclave, en modifiant en bordure la composition de la roche feldspathique. D'autre part les éléments acides de l'enclave accumulés à la périphérie ont imprégné et modifié le calcaire encaissant.

ORIGINE DES GNEISS ET PEGMATITES A PYROXÈNE. — L'examen des auréoles développées autour des enclaves acides nous révèle comment s'est faite la synthèse des deux types de gneiss à pyroxène dont j'ai fait mention plus haut ; le type pegmatitique et le type granoblastique.

Le gneiss à type granoblastique correspond à l'auréole externe. C'est un calcaire modifié par apport d'éléments acides qui peuvent d'ailleurs ne pas provenir du dehors, mais se trouver dans la roche même. Un calcaire marneux et gréseux, par exemple, porte en lui-même la fumerolle acide qui réagira sur le carbonate de chaux.

Le gneiss du type pegmatitique correspond à l'auréole interne, c'est-à-dire à la modification endomorphe d'une pegmatite quelque peu magnésienne par assimilation d'une certaine quantité de chaux.

On peut donc résumer ainsi les différences d'origine des gneiss à pyroxène que l'on observe à Saint-Philippe.

A. *Type granoblastique sans apport pneumatolytique externe.*  
Le gneiss à pyroxène provient de la recristallisation d'un calcaire marneux et siliceux : les plagioclases sont très basiques (labrador à bitownite) ; le pyroxène est abondant. Il y a en général du quartz et, par endroits, de la calcite primaire, mais alors pas d'orthose.

B. *Type granoblastique avec apport pneumatolytique externe.*  
En ce cas l'orthose est plus ou moins abondante et tend à former des yeux. Le plagioclase appartient à la série qui va de l'andésine au labrador.

C. *Type pegmatitique.* La partie fumerolle prédomine au point que l'aspect de la roche est celui d'un véritable filon. La structure est pegmatoïde. Il n'y a pas de calcite primaire. L'orthose est inégalement distribuée et le plagioclase appartient à la série qui va de l'oligoclase à l'andésine. Le pyroxène semble se former par endomorphisme soit lorsque la pegmatite traverse des roches magnésiennes, soit lorsque, étant elle-même magnésienne, elle traverse des roches calciques.

#### C. — GNEISS A PYROXÈNE DE GISEMENTS DIVERS.

GNEISS A PYROXÈNE DE LA HINGRIE. — A l'est du hameau de la Hingrie, dans le massif des gneiss d'Urbeis, se trouve une intercalation lenticulaire de gneiss à pyroxène.

Je ne donnerai pas une longue description de cette roche, qui est analogue à certains types de Saint-Philippe et qui a été étudiée et analysée par E. COHEN [137].

Elle est formée par un agrégat souvent irrégulier, parfois zonaire, d'un pyroxène vert pâle, de labrador et de quartz, avec accessoirement une certaine quantité de sphène. Il n'y a pas d'orthose. La structure est granoblastique.

Le résultat de l'analyse en est donné ci-après d'après COHEN (A). A titre de comparaison est donné (B) celui de l'analyse d'un gneiss à pyroxène provenant du Point-du-Jour (Loire-Inférieure) (1).

(1) A. LACROIX. Minéralogie de Madagascar, II, p. 572, Paris, 1922.

|                                      | A           |                    | B      |
|--------------------------------------|-------------|--------------------|--------|
| SiO <sup>2</sup> .....               | 56,44 ..... |                    | 55,18  |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> ..... | 14,37 ..... |                    | 13,53  |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> ..... | 1,02 .....  |                    | 3,09   |
| FeO .....                            | 4,68 .....  |                    | 3,21   |
| MgO .....                            | 3,70 .....  |                    | 3,77   |
| CaO .....                            | 13,15 ..... |                    | 12,28  |
| Na <sup>2</sup> O .....              | 4,30 .....  |                    | 4,00   |
| K <sup>2</sup> O .....               | 1,23 .....  |                    | 2,11   |
| TiO <sup>2</sup> .....               | 0,62 .....  |                    | 0,99   |
| P <sup>2</sup> O <sup>5</sup> .....  | 0,62 .....  | H <sup>2</sup> O + | 0,47   |
| Perte au feu .....                   | 0,47 .....  | H <sup>2</sup> O + | 0,64   |
|                                      |             | CO <sup>2</sup> +  | 0,35   |
|                                      |             | Cl +               | 0,48   |
|                                      |             | +                  | 0,21   |
| Total                                | 99,98 ..... |                    | 100,31 |

LACROIX dit à propos des gneiss à pyroxène du type de la Loire-Inférieure : « Ce sont là des exemples très nets de calcaire métamorphisé par apport pneumatolytique ». En dépit de la concordance des analyses, cette conclusion ne peut être étendue au gneiss de la Hingrie. La teneur en potasse des gneiss du Point-du-Jour est due à la présence d'orthose ; celle du gneiss de la Hingrie, qui n'a pas de feldspath potassique, est due surtout à la séricitisation secondaire du plagioclase.

Le gneiss à pyroxène de la Hingrie doit être regardé comme le produit de la recristallisation granoblastique d'un calcaire marneux.

GNEISS A PYROXÈNE DE SAINT-BLAISE. — Dans le haut de la vallée de Saint-Blaise, au sud de Sainte-Croix, se trouve un complexe de gneiss à biotite et à grenat almandin, coupé de minces intercalations de roches à pyroxène.

Les lentilles sont de deux types.

Dans un premier type qui forme des lits d'assez grandes dimensions, des cristaux de pyroxène englobent en structure poecilitique du labrador et du quartz. Il n'y a pas d'orthose.

A cette structure poecilitique près, ce sont des gneiss identiques à ceux de la Hingrie.



L'autre type est plus curieux : il est formé uniquement de diopside, d'orthose et de quelque peu de quartz. La roche appartient nettement au type pegmatitique ; l'orthose cristallise par endroits en larges éléments et contient, disséminés dans sa masse, des cristaux de diopside et de sphène. Ces intercalations forment des lentilles de quelques centimètres de puissance, qui se coincent rapidement.

La genèse de ces lentilles reste énigmatique, car la roche encaissante n'est riche ni en chaux, ni en orthose. Il est aussi difficile d'admettre la venue d'une pegmatite que la concentration de certains éléments de la roche encaissante.

GNEISS A PYROXÈNE DES ENVIRONS D'ÉCHERY. — Toutes les roches dont j'ai parlé plus haut étaient essentiellement formées d'un pyroxène et d'un feldspath.

Dans les gneiss qui forment des masses puissantes au sud du village d'Échery, le pyroxène n'est plus qu'un élément accessoire. Ce sont des gneiss à biotite, à amphibole et à augite.

Ces roches sont signalées ici à cause de leur abondance mais leur présence ne pose pas de problème particulier. J'y reviendrai d'ailleurs ultérieurement à propos des gneiss à amphibole, car le pyroxène est en effet généralement remplacé par une hornblende vert-pâle du type de l'ouralite.

GNEISS A PYROXÈNE DE LA VALLÉE DE KAYSERSBERG. — Je cite enfin ici, pour mémoire, certaines enclaves que contient le granite porphyroïde de la vallée de Kayzersberg.

Le plus généralement ce sont des gneiss du type courant, à pyroxène et biotite, qui ne présentent pas d'intérêt ; seul un échantillon provenant du lieu dit Bâa, près d'Orbey, est du type à plagioclase basique, sans orthose ni mica, à structure granoblastique.

Les enclaves sont prises dans un granite essentiellement potassique. L'action chimique du granite sur le gneiss à pyroxène a donc été certainement très faible car on ne trouve dans ce dernier aucun minéral potassique.

C'est un fait dont il faut immédiatement souligner la portée générale : tandis que le métamorphisme régional, antédévonien a été accompagné parfois d'intenses modifications chimiques, le métamorphisme de contact dû aux granites hercyniens n'a produit que des échanges insignifiants de matière.

---

## 4. GNEISS A AMPHIBOLE.

### 1) AMPHIBOLITES.

#### A. — RÉPARTITION DES AMPHIBOLITES DANS LES VOSGES.

Il existe des amphibolites dans tous les massifs de gneiss des Vosges. Si elles n'y occupent pas des étendues considérables, elles y sont cependant bien connues car leur teinte sombre, et le relief qu'elles doivent à leur résistance aux intempéries, ont attiré de tous temps l'attention des géologues.

Les amphibolites sont fréquentes dans le massif de Sainte-Marie-aux-Mines entre le vallon de Saint-Blaise et celui de la Petite-Lièpvre. Elles y forment des bancs interstratifiés, qui se poursuivent parfois sur des distances considérables (1).

Elles appartiennent à trois types différents. Un premier type est le type commun à hornblende verte. Dans la région du Rimpy, au sud de Sainte-Marie, existe un type à hornblende brune. Enfin les amphibolites qui se trouvent dans les leptynites au sud-est de Lièpvre, contiennent une hornblende presque incolore, légèrement polychroïque dans les tons bleuâtres.

Les gneiss d'Urbeis semblent beaucoup moins riches en amphibolites. COHEN a signalé et décrit des amphibolites dans la haute vallée de Rombach-le-Franc [137]. DELESSE [67] a consacré

---

(1) Les amphibolites de Sainte Marie-aux-Mines ont été décrites par les anciens auteurs, et en particulier par KOEHLIN-SCHLUMBERGER et DELBOS [88] comme des diorites. GROTH [102] a reconnu qu'elles constituaient un terme du terrain cristallophyllien ; il en a levé une première carte. Plus récemment RHEIN [176] en a donné une description minéralogique détaillée. Une carte jointe à son mémoire indique l'extension des gisements d'après les levés de BUECKING.

une étude à un gneiss à biotite et amphibolite provenant de Clefey (Vosges). Vélain n'en signale pas sur la feuille Epinal (1), et je n'ai moi-même rencontré d'amphibolites qu'en fragments épars, au environs de Coinches et au col de Martinpré près de Gérardmer.

Cette rareté des amphibolites peut n'être qu'apparence, car le massif de gneiss d'Urbeis est couvert en grande partie par des bois, des pâturages et des cultures où le sous sol est rarement visible.

Au contraire les amphibolites se montrent sous un beau développement dans les massifs de gneiss de Remiremont et du Val d'Ajol [57].

Enfin, mention spéciale doit être faite de certaines amphibolites très schisteuses que l'on trouve dans les micaschistes de Lubine. Malgré leur faible extension elles doivent à leur composition et à leurs conditions de gisement un intérêt particulier.

#### B. — LES AMPHIBOLITES DE SAINTE-MARIE.

AMPHIBOLITES A HORNBLÉNDE VERTE. — Ces amphibolites sont très communes. Elles constituent des bancs homogènes dont la puissance va de quelques décimètres à une vingtaine de mètres, et qui sont interstratifiés parmi des gneiss graphiteux à grenat et à plagioclase.

Le contact avec la roche encaissante est en général très net. Parfois cependant il y a passage graduel par l'intermédiaire de gneiss à biotite et amphibole.

Dans les parties les plus basiques, la roche est massive et ne montre pas de stratification. Au contraire, là où la roche est chargée d'une plus grande quantité de plagioclase, les bancs foncés et les bancs plus clairs forment une alternance très nette. Parmi ces strates feldspathiques certaines contiennent de la biotite.

Enfin l'ensemble est sillonné de masses irrégulières de pegmatite oligoclasique, qui remplissent les cassures et les anfractuosités et contiennent parfois des morceaux anguleux d'amphibolite.

(1) VÉLAIN. Feuille Epinal de la Carte géologique de la France à 1 : 80 000.

Les roches les plus mélanocrates sont d'un type très homogène. On y voit, en lames minces, un agrégat à texture granoblastique de hornblende verte et de plagioclase basique. On y trouve accessoirement tantôt de la biotite, tantôt un grenat magnésien, tantôt encore des grains de diopside, et toujours quelque peu de magnétite et de pyrite.

La hornblende est polychroïque dans les tons suivants :

$n^p$  = vert clair     $n^m$  = vert olive foncé     $n^s$  = vert jaune

Le plagioclase est du labrador. Il est souvent non maclé et généralement chargé de séricite.

Fait exceptionnel, j'ai rencontré dans une amphibolite des environs de la ferme de l'Adelspach, au sud d'Aubure, une structure remarquable par la syncrystallisation diablastique de la hornblende et du labrador.

RHEIN donne dans son mémoire la description des propriétés cristallographiques et le résultat de l'analyse des minéraux constituant l'amphibolite.

D'après lui, la composition de la roche est la suivante :

A. Amphibolite du Petit-Haut.

B. Amphibolite de Saint-Pierre-sur-l'Hôte.

|                                | A      | B     |
|--------------------------------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 46.95  | 45.98 |
| TiO <sub>2</sub>               | tr.    | 0.08  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19.74  | 18.88 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3.50   | 4.37  |
| FeO <sub>2</sub>               | 8.54   | 7.83  |
| CaO                            | 11.19  | 11.41 |
| MgO                            | 5.96   | 6.44  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.79   | 2.72  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.99   | 0.93  |
| H <sub>2</sub> O               | 0.25   | 0.90  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.04   | tr.   |
|                                | 100.38 | 99.54 |

Il est remarquable que l'analyse de deux roches de gisements très éloignés l'un de l'autre, en révèle une composition à peu près identique.

Lorsque l'amphibolite s'enrichit en feldspaths, ceux-ci apparaissent comme des yeux dans la masse sombre. Pour une teneur

plus grande encore, les cristaux de plagioclase forment une trame continue dans laquelle apparaît de la hornblende et de la biotite. Dans certains cas extrêmes le feldspath domine nettement ; de gros cristaux de hornblende y flottent çà et là.

L'enrichissement en feldspath s'est fait suivant des lits parallèles à la stratification. Il a été tout à fait indépendant des masses de pegmatites, qui sont d'âge postérieur et qui remplissent seulement les cassures.

Il est parfois difficile de déterminer la basicité du plagioclase qui constitue les yeux : c'est lorsque le minéral n'est pas maclé et que la présence de sérécite secondaire interdit les mesures de réfringence. J'ai pu me rendre compte sur certains échantillons qu'il s'agissait d'oligoclase, mais je ne puis déduire de là une conclusion absolue : en effet une amphibolite du Linkental, au sud de Sainte-Croix, contient un plagioclase plus réfringent que le baume de Canada, faiblement biréfringent, dont l'angle d'extinction maximum dans la zone de symétrie est de  $12^{\circ}$ , et qui doit être de l'andésine. Une particularité de la roche est le brusque enrichissement en sphène des parties leucocrates.

L'oligoclase est souvent accompagnée par de l'orthose et de la micropertithe<sup>(1)</sup>. On rencontre aussi de la micropegmatite et des bourgeons de myrmékite.

Ces amphibolites plagioclasiques deviennent, lorsque la biotite est abondante; des gneiss où la hornblende ne joue qu'un rôle accessoire, et qui sont très fréquents dans le massif de Sainte-Marie-aux-Mines.

Dans de telles roches l'orthose et l'oligoclase forment des cristaux de grande dimension, autour desquels des lames de biotite et de hornblende sont disposées en guirlandes. Le quartz est abondant. Très souvent se rencontre un assemblage myrmékitique de plagioclase et de quartz.

On peut se demander si les gneiss plagioclasiques à hornblende dérivent des amphibolites par feldspathisation, ainsi

(1) Planche II, figure 3



que l'a décrit S. JASKOLSKI, à propos des amphibolites des monts Tatra (1), ou bien s'il y avait hétérogénéité primitive de composition antérieure au métamorphisme. La question est difficile à trancher.

Le fait que les lits feldspatiques sont parallèles à la stratification semble indiquer que cette disposition est primitive.

Pourtant ce serait chose extraordinaire de trouver des plagioclases de basicité différente pour les yeux et pour le fond granoblastique si l'on y voyait deux générations différentes. L'existence de feldspath de néoformation est aussi confirmée par la présence de myrmékite, qui est généralement considérée comme caractéristique des apports pneumatolytiques (2).

J'ajouterai enfin que les amphibolites incluses à l'état d'enclaves dans le cipolin de Saint-Philippe (3) et qui ont été certainement exemptes de tout apport feldspathique, ne montrent aucune trace d'yeux formés de plagioclases acides, ni aucune autre différenciation dans le fond granoblastique.

Il semble donc que ces amphibolites plagioclasiques aient subi une modification par apport de feldspaths acides.

FORMATION DE MINÉRAUX SECONDAIRES DANS LES AMPHIBOLITES. — Pour compléter la description des amphibolites de Sainte-Marie, il faut encore signaler la présence dans ces amphibolites de petits filonnets qui semblent en relation avec les masses de pegmatites oligoclasiques.

Ces filonnets sont généralement remplis par du quartz, mais parfois ils montrent de l'orthose et un plagioclase acide. Ils contiennent des produits secondaires : épidote, chlorite et, chose moins fréquente, une hornblende aciculaire très pâle.

Cette hornblende secondaire a les caractères de l'actinote. Elle est fibreuse, peu polychroïque et s'éteint à  $19^\circ$  au plus de la zone du prisme.

---

(1) S. JASKOLSKI. Les amphibolites des Monts Tatra et leur origine. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres*, Série A, 3 mars 1924, p. 63.

(2) TRONQUOY. Origine de la myrmékite. *Bull. Soc. Fr. Min.*, XXXV, 1912, p. 214.

(3) Voir page 104.

Lorsque le filonnet recoupe un cristal de hornblende primaire, celui-ci ne montre aucune brisure ni dislocation : il y a simplement décoloration sur le trajet du filonnet. L'orientation des fibres secondaires reste celle de la hornblende primaire.

Lorsque le cristal de hornblende est brisé, ou qu'une de ses extrémités se trouve sur le passage d'un filonnet, le cristal est prolongé par des faisceaux de fibres d'amphibole secondaire, orientés sur la hornblende ancienne.

L'amphibole de néoformation se rencontre aussi en fines aiguilles, dispersées par toute la masse du filonnet à l'état d'inclusion dans le quartz et dans le feldspath (1). Ces aiguilles tapissent les parois du filon sur lesquels elles sont implantées perpendiculairement.

Il peut être constaté que la formation d'amphibole secondaire est contemporaine de l'ouralisation du pyroxène.

C'est là la seule transformation de l'amphibolite qui ait été observée.

On a dit parfois, avec WEIGAND, que les amphibolites de Sainte-Marie pouvaient se serpentiner. RHEIN a établi qu'il n'en est rien et que l'erreur de WEIGAND était due à ce que, dans la région de Sainte-Marie, les serpentines se sont formées aux dépens de petits massifs de péridotite à hornblende. La masse serpentineuse présente alors des traînées et des nodules riches en amphibole. Mais cette amphibole est une édenite, très magnésienne et peu ferrière, très différente de la hornblende des amphibolites (2).

La même distinction devrait sans doute être faite pour les autres massifs de gneiss des Vosges. La légende de la feuille de Lure de la Carte géologique à 1 : 80 000 porte sous le signe S

---

(1) Un fait analogue a été décrit dans une dacite ancienne de Scandinavie par NORDENSKJÖLD. *Über archaische Ergussgesteine aus Smaland*, *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, 1, p. 201, 1893.

(2) Plusieurs ouvrages classiques reproduisent, d'après WEIGAND, l'analyse d'une amphibolite du Raumental près Sainte-Marie-aux-Mines. Il s'agit là en réalité d'un péridotite amphibolique ; c'est ce qui explique la singularité de la composition chimique de cette roche, très différente des amphibolites vraies.

la mention « amphibolites et serpentines », et on lit dans l'explication de la carte que les « intercalations lenticulaires d'amphibolite y sont le plus souvent serpentinisées ». Or aucun des échantillons que j'ai étudiés ne m'a montré de tendance à la serpentinisation. N'existait-il pas là aussi des péridotites à hornblende serpentinisées dont la présence expliquerait la confusion ?

ORIGINE DES AMPHIBOLITES DU MASSIF DE SAINTE-MARIE. —

Je n'aborderai le problème de l'origine des amphibolites que pour le cas le plus simple : celui des amphibolites massives, non micacées, à labrador.

La composition chimique des ces amphibolites est très constante. Elle est la suivante d'après la moyenne des analyses de RHEIN rapportées plus haut :

|                                |       |
|--------------------------------|-------|
| SiO <sup>2</sup>               | 46.46 |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 19.31 |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 13.02 |
| MgO                            | 6.20  |
| CaO                            | 11.30 |
| Na <sup>2</sup> O              | 2.74  |
| K <sup>2</sup> O               | 1.17  |

*Hypothèse de l'origine sédimentaire.* — Les amphibolites sont quelquefois considérées comme le produit du métamorphisme de calcaires. En ce cas le calcaire est modifié par un apport chimique provenant d'un massif granitique voisin ; il y a enrichissement progressif en silice, en alumine, en titane, en fer, en magnésie, en alcalis. Cette formation d'amphibolite est la répétition, sur une plus grande échelle, de la transformation de calcaires en cornes vertes décrites pour la première fois par A. MICHEL-LÉVY dans le Beaujolais.

Pour les amphibolites de Sainte-Marie une origine semblable ne peut être acceptée car il n'existe dans le voisinage aucun massif granitique susceptible d'avoir provoqué la transformation. A quoi l'on peut encore ajouter cette remarque que, à Saint-Philippe où j'ai longuement décrit le métamorphisme d'une lentille de

calcaire, le calcaire ne montre aucune tendance à passer à l'amphibolite.

Les gisements sont distincts. L'hypothèse que les amphibolites de Sainte-Marie dérivent de calcaires ne peut donc être admise.

On pourrait cependant supposer que le métamorphisme a agi sur un calcaire impur et marneux, contenant déjà la magnésie et le fer qui caractérisent l'amphibolite : par exemple un calcaire chloriteux du type des minerais de fer, qui donnerait la composition cherchée.

Mais au point de vue des conditions de gisement pareille hypothèse serait difficilement soutenue. Les calcaires cristallins qui voisinent avec les amphibolites sont particulièrement pauvres en fer et il est peu probable que, dans le même horizon et à quelques mètres de distance, aient existé des lentilles de calcaire pur et d'autres de calcaire très chloriteux, sans que soit constatée de forme de transition entre les deux types. Notons aussi que l'amphibolite est homogène dans toute sa masse et ne montre pas d'autre stratification que celle de rubanements feldspathiques.

*Hypothèse de l'origine éruptive.* — On admet généralement que les amphibolites qui ont une composition analogue à celle des amphibolites de Sainte-Marie-aux-Mines, ont une origine éruptive. De fait, alors que la discussion qui précède a montré qu'on pouvait difficilement y voir l'équivalent d'anciens calcaires la ressemblance est grande avec certaines laves basiques tant au point de vue de la composition que des conditions de gisement.

Les travaux des pétrographes finlandais ont montré que les conditions de gisement permettaient de différencier des amphibolites dérivant de roches basiques en massifs, en filons et en coulées.

Ici c'est l'assimilation à des coulées qui semble la plus fondée, car il existe une certaine similitude entre les lits stratifiés d'amphibolite et des coulées de basalte.

Au point de vue chimique l'analogie se constate aussi. J'ai relevé les résultats d'analyse suivants dans le recueil d'OSANN :

A. Mélaphyre. Cadin Brut, Monzoni.

B. Mélaphyre. Pizmeda, Monzoni.

C. Mélaphyre. Leparo, Vicentin.

D. Basalte. Cap Adare, Océan Antarctique.

|                                | A     | B     | C     | D     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| TiO <sup>2</sup>               | tr    | —     | tr    | —     |
| SiO <sup>2</sup>               | 45.67 | 44.59 | 49.21 | 54.13 |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 21.01 | 20.76 | 19.81 | 18.13 |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 7.07  | 7.84  | 6.59  | 12.94 |
| FeO                            | 3.97  | 4.40  | 4.72  | —     |
| MgO                            | 4.52  | 4.72  | 2.10  | 7.33  |
| CaO                            | 11.93 | 11.05 | 11.32 | 11.23 |
| Na <sup>2</sup> O              | 1.01  | 2.96  | 2.54  | 2.14  |
| K <sup>2</sup> O               | 0.38  | —     | —     | —     |

La moyenne de ces analyses est très semblable à la moyenne des analyses d'amphibolite :

|                                | Basaltes | Amphibolites |
|--------------------------------|----------|--------------|
| SiO <sup>2</sup>               | 45.63    | 46.46        |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 20.20    | 19.31        |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 12.20    | 13.02        |
| MgO                            | 5.66     | 6.20         |
| CaO                            | 11.27    | 11.30        |
| Na <sup>2</sup> O              | 2.43     | 2.74         |
| K <sup>2</sup> O               | 1.07     | 1.17         |

Je crois donc pouvoir conclure que les amphibolites à hornblende verte du massif de Sainte Marie-aux-Mines proviennent de la recristallisation granoblastique de basaltes.

AMPHIBOLITES A HORNBLLENDE BRUNE. — Les amphibolites à hornblende brune sont loin de l'ample répartition des amphibolites à hornblende verte. Elles constituent une série d'intercalations lenticulaires entre Saint-Philippe et Saint-Pierre-sur-l'Hâte. L'élargissement du chemin forestier près du lieu dit le Rimpv en a mis à jour de très beaux affleurements. En cet endroit une succession de lentilles, de quelques mètres de puissance, alternent avec des gneiss graphitiques à grenat almandin.

On trouve aussi des amphibolites à hornblende brune aux environs de Saint-Philippe, soit en bancs soit à l'état de blocs enclavés dans le calcaire cristallin.

La composition minéralogique et la structure des amphibolites du Rimpý ne diffère pas dans ses grands traits de celles des amphibolites à hornblende verte(1). La hornblende et le labrador forment, à eux seuls, la presque totalité de la roche. Très souvent le labrador est concentré en petites masses qui donnent à la roche un aspect œillé.

La hornblende brune montre le polychroïsme suivant :

$n^p$  = jaune brunâtre,  $n^m$  = tombac,  $n^s$  = brun clair.

Comme pour la hornblende verte, c'est suivant  $n^m$  que l'absorption est la plus intense et c'est par suite dans la section losangique que le polychroïsme est le plus fort.

Le type simple passe par variation à différents faciès.

Parfois l'amphibolite se charge d'une grande quantité de biotite à polychroïsme très intense. Le mica est d'un jaune ocreux, très pâle suivant  $n^p$ , sépia suivant  $n^m$  et passe à des tons acajou foncé suivant  $n^s$ .

Parfois aussi la biotite s'adjoit un pyroxène vert clair dont les extinctions se font à 45° de la direction d'allongement. Cette amphibolite pyroxénique contient beaucoup de sphène.

Les amphibolites enclavées dans le calcaire de Saint-Philippe(2) ont une structure remarquablement homogène.

La mosaïque de cristaux de labrador et de hornblende, d'un brun un peu olive, est très régulière. Il y a aussi un peu de biotite rougeâtre.

L'analyse chimique a donné pour ces amphibolites à hornblende brune la composition suivante :

A. Amphibolite œillée à hornblende brune, Rimpý.

B. Amphibolite non œillée à hornblende brune, Saint-Philippe.

C. Amphibolite non œillée à hornblende verte, Rimpý.

(1) Planche II, figure 1.

(2) Voir page 104.



|                                | A     | B     | C      |
|--------------------------------|-------|-------|--------|
| SiO <sup>2</sup>               | 40.35 | 41.95 | 46.95  |
| TiO <sup>2</sup>               | —     | 1.20  | tr.    |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 18.75 | 18.30 | 19.74  |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 13.03 | 3.93  | 3.50   |
| FeO                            | —     | 9.02  | 8.54   |
| MgO                            | 10.57 | 8.06  | 5.96   |
| CaO                            | 9.83  | 10.25 | 11.19  |
| K <sup>2</sup> O               | 1.77  | 1.56  | 1.39   |
| Na <sup>2</sup> O              | 1.96  | 3.43  | 2.79   |
| P. F.                          | 2.95  | 2.09  | 0.25   |
|                                | 99.21 | 99.49 | 100.31 |

Si l'on compare les analyses des amphibolites à hornblende brune A et B à celle de l'amphibolite à hornblende verte C, on voit qu'aucune différence essentielle ne distingue ces roches. On peut donc attribuer aux deux variétés d'amphibolite la même origine et les considérer comme des basaltes recristallisés.

Remarquons cependant que les amphibolites à hornblende verte ne montrent que des traces de titane tandis que les amphibolites à hornblende brune en contiennent des proportions notables. Comme une faible teneur en titane suffit à donner aux amphiboles une teinte brune caractéristique, la teneur en titane peut être considérée comme le facteur essentiel de la différenciation entre les amphibolites à hornblende brune et les amphibolites à hornblende verte. Contrairement à ce que l'on pourrait croire en effet, les proportions relatives de fer ferreux et de fer ferrique sont pratiquement semblables ; elles n'interviennent donc pas dans la différenciation des couleurs.

Une amphibolite à hornblende brune très particulière est enfin la roche du Chauffour, près d'Echery, une amphibolite grenatifère non micacée à pyroxène.

Dans cette roche le grenat appartient à la série almandin-pyrope.

Le pyroxène est très singulier. Il se rapproche du groupe augite-diopside par l'angle d'extinction qui est très grand (45°) et par l'aspect général. Mais il diffère du diopside et de l'augite

par la présence d'un clivage, très facile et très fin, disposé suivant le plan de symétrie et qui rappelle le clivage de l'hypersthène.

La biréfringence en est plus faible que celle de l'augite et les teintes de polarisation ne dépassent pas, dans le plan des axes, la teinte sensible du premier ordre. La bissectrice aiguë est positive.

Enfin des inclusions fibreuses ou lamellaires de hornblende brune sont disposées parallèlement au clivage facile. Ce minéral pourrait être considéré comme une variété particulière de diallage, présentant un clivage  $g^1$  au lieu du clivage  $h^1$ .

Les amphibolites à hornblende brune présentent les phénomènes d'altération déjà signalés plus haut. La hornblende en prisme est remplacée par une hornblende peu colorée et fibreuse.

Le phénomène est ici bien mis en évidence par le changement de coloration de la roche, qui de noire devient verte. Cette particularité fait voir des filonnets feldspathiques de quelques millimètres d'épaisseur ou plutôt, car il n'y a pas d'épontes nettes mais passage graduel à la roche encaissante, des sortes de concentrations acides où la hornblende brune est transformée en un agrégat fibreux d'amphibole secondaire et où le mica noir est décoloré.

Le filonnet est constitué par de l'oligoclase et quelque peu d'orthose et de quartz. On y voit aussi du leucoxène, de la chlorite et de l'épidote.

AMPHIBOLITES A HORNBLLENDE PEU COLORÉE. — Ces amphibolites forment des lentilles dans la région située au sud-est de Lièpvre. Elles sont d'ailleurs assez rares et ne semblent avoir aucun rapport avec les amphibolites qui viennent d'être mentionnées dans la région de Sainte-Marie-aux-Mines.

Leur gisement est différent. Elles ne sont pas comme les amphibolites de Sainte-Marie dans la série habituelle des gneiss, mais dans les leptynites peu micacés passant au gneiss granitique. C'est dans ces mêmes leptynites que se trouve le calcaire cristallin à pargasite de Hambach.

Sur l'échantillon massif la hornblende a les teintes claires de l'actinote. En lames minces elle est presque incolore. Ses caractéristiques sont les suivantes : extinction à  $25^\circ$  de la direction d'allongement ; biréfringence relativement faible ; couleur à peine sensible, avec polychroïsme très léger dans les tons suivants :

$n^x$  = bleu, très pâle

$n^m$  = vert, très pâle

$n^p$  = jaune, très pâle

Les autres minéraux de la roche sont le labrador toujours séricitisé et le diopside tout à fait incolore (1).

L'analyse de cette amphibolite a donné la composition :

|                         |        |
|-------------------------|--------|
| $\text{SiO}_2$          | 46.02  |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$ | 19.93  |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 2.96   |
| $\text{FeO}$            | 3.55   |
| $\text{MgO}$            | 9.60   |
| $\text{CaO}$            | 12.25  |
| $\text{K}_2\text{O}$    | 1.61   |
| $\text{Na}_2\text{O}$   | 1.68   |
| P. F.                   | 2.61   |
|                         | <hr/>  |
|                         | 100.21 |

Cette analyse montre une certaine analogie avec celle des amphibolites vertes du Rimpy. Les proportions de silice, d'alumine et de bases sont tout à fait comparables. Cependant une différence essentielle est celle des proportions relatives des éléments ferro-magnésiens. Le fer se trouve à Lièpvre en plus petite quantité qu'au Rimpy et il est remplacé par une quantité plus grande de magnésie.

C'est sans aucun doute à sa pauvreté en fer qu'est due la teinte pâle de l'amphibole.

Faut-il voir dans cette amphibolite aussi une roche volcanique recrystallisée? Ici nous n'avons aucun argument décisif à produire. Peut-être en est-il ainsi ; on doit pourtant noter une certaine analogie de composition avec les gneiss à pyroxène qui dérivent de calcaires impurs modifiés : la différence résulte d'une teneur plus grande en magnésie et en alumine.

(1) Planche II, figure 2.

## C. — AMPHIBOLITES DE GISEMENTS DIVERS.

AMPHIBOLITES DU MASSIF DE GNEISS D'URBEIS. — Des amphibolites ont été signalées et décrites par COHEN [137] dans le massif de gneiss d'Urbeis, près du hameau de la Hingrie dans la haute vallée de Rombach-le-Franc.

Les conditions de gisement peuvent être observées sous les fermes du Pré-Maigrat et de la Grange-du-Frêne ; elles sont les mêmes que dans les massifs de Sainte-Marie-aux-Mines.

La roche est constituée par un agrégat granoblastique de hornblende d'un brun olivâtre et d'un plagioclase basique (parfois andésine, parfois labrador). Il s'y ajoute souvent du quartz et de la biotite. La pyrite, le fer titané et le sphène sont des éléments accessoires mais constants.

Des blocs d'amphibolite d'aspect grenu se trouvent aussi sur la crête qui domine la ferme du Pré-Maigrat. Une hornblende verdâtre et peu polychroïque, en très grands éléments, forme à elle seule la presque totalité de la roche. Accessoirement se trouve un peu de quartz et de plagioclase.

Dans toutes ces amphibolites de la Hingrie, à côté de la hornblende très colorée existe une amphibole fibreuse d'un vert très pâle. Il y a passage d'une des variétés à l'autre dans le même cristal ; il y a cependant aussi des cristaux isolés et bien individualisés de chacun des deux types.

COHEN admet l'origine primaire de ces deux amphiboles ; mais le fait que des transformations secondaires ont pu être notées à propos des amphibolites du Rimpuy, me conduit à attribuer ici aussi une origine secondaire à la hornblende verte. Seulement la modification n'a pas été limitée à des filonnets, elle atteint toute la masse de la roche.

AMPHIBOLITE DE BELLES-HUTTES. — On trouve dans le petit lambeau de gneiss de Belles-Huttes, dans la Colline de Vologne près de La Bresse, des blocs d'amphibolites identiques à celles de la Hingrie. La coexistence y est la même d'une hornblende olivâtre et d'une hornblende vert clair. Il ne s'y rencontre d'autre particularité que celles qui ont été mentionnées plus haut.

AMPHIBOLITES ENCLAVÉES DANS LE GRANITE D'ORBÉY. — J'ai déjà signalé, à propos des gneiss à pyroxène, la présence d'enclaves dans le granite d'Orbéy et de Kayzersberg. Parmi ces enclaves les gneiss micacés et les amphiboles sont très nombreux. L'une des enclaves, à Bâa près d'Orbéy, est constituée par une amphibolite à hornblende verte et à plagioclase basique. Elle est associée au gneiss à diopside dont il a été parlé (1), et les mêmes remarques s'imposent à son sujet qu'à celui du gneiss.

AMPHIBOLITES DES MASSIFS DE REMIREMONT ET DU VAL-D'AJOL. — Les amphibolites sont très nombreuses dans les massifs de gneiss de Remiremont et du Val-d'Ajol. A titre de comparaison j'ai étudié, en plaque mince, des échantillons provenant de trois de ces gisements: deux du Val-d'Ajol près de Faymont, l'autre de Saint-Nabord près de Remiremont. Ils ne m'ont révélé aucun fait nouveau.

L'amphibolite de Saint-Nabord est une amphibolite à hornblende brun olive, à biotite et à andésine. La hornblende brune est par endroits remplacée par une hornblende vert pâle, il s'agit certainement d'une décoloration secondaire car les transitions entre les deux types sont visibles. La roche est particulièrement imprégnée de minerais: magnétite et pyrite. Il n'est pas possible de dire si cette imprégnation est secondaire: du moins aucun rapport n'existe-t-il entre la richesse en minerais et la décoloration de la hornblende.

Les amphibolites de Faymont montrent, dans un fond granoblastique très coloré, des yeux de plagioclase basique très chargé de séricite.

La hornblende est du type commun; l'absorption est très intense suivant *ng*. DELESSE en a donné l'analyse [57].

Je n'ai pu sur ces échantillons vérifier l'assertion de la légende de la carte géologique, disant que les amphibolites sont partiellement serpentinisées (2).

---

(1) Voir page 110.

(2) Voir à ce sujet page 117.

## 2) GNEISS A OURALITE.

CARACTÈRES DES GNEISS A OURALITE. — Les roches dont il sera ici question diffèrent totalement de celles qui viennent d'être décrites.

Ce sont des gneiss caractérisés par une amphibole fibreuse et pâle, semblable à l'actinote et très différente de la hornblende colorée en gros prismes.

Ces roches constituent de nombreuses assises dans la vallée du Rauhental, au sud-est d'Echery.

La simple étude sur le terrain fait voir qu'elles passent à des gneiss à biotite et à pyroxène. Vraisemblablement donc la masse entière de ces gneiss à amphibole fibreuse représente le produit de l'ouralitisation de gneiss à pyroxène. C'est pourquoi je grouperai l'ensemble de ces roches sous le nom de gneiss à ouralite.

Certains gneiss, à la sortie d'Echery, montrent avec une particulière netteté comment de telles roches dérivent de gneiss à pyroxène.

La roche normale est d'aspect sombre, mais elle prend une teinte plus claire. Suivant des tracés irréguliers, les éléments noirs sont remplacés par un fond indistinct de couleur verdâtre.

En lames minces, la roche viridisée se montre très altérée. Le pyroxène y est transformé en un agrégat de hornblende fibreuse très pâle, suivant le processus banal qui a reçu le nom d'ouralitisation. La hornblende brune se transforme également, ainsi que je l'ai dit à propos des amphibolites, en une amphibole aciculaire peu colorée. La biotite est altérée en chlorite.

Outre ces épigénies s'observent de nombreux minéraux de néoformation, dispersés dans la roche.

L'ouralite a formé des buissons, des bouquets enchevêtrés et des prismes terminés à leurs extrémités en fibres parallèles.

La chlorite, qui est avec l'ouralite l'élément le plus important, a le plus souvent la forme habituelle des lamelles de pennine. Parfois aussi s'observent des amas vermiculaires de ripidolite.



L'épidote forme des amas et parfois des prismes. Les variétés en sont très nombreuses : épidote commune, zoïsité, allanite. Celle-ci se rencontre, rarement d'ailleurs, en très petits prismes d'allongement positif, polychroïques dans les tons suivants :

!  $n^s$  = brun,  $n^m$  = brun rouge,  $n^p$  = brun verdâtre, plus pâle.

L'extinction se fait à  $0^\circ$  de la zone d'allongement p. Le clivage m est très bien marqué ; la réfringence est très forte ; la biréfringence faible. Les prismes sont entourés d'une légère auréole polychroïque comparable à celle des zircons dans les biotites, et que l'on trouve ici dans les feldspaths. Les prismes déterminables d'allanite sont très rares, mais je crois pouvoir rapporter à ce minéral quantité de petits amas brunâtres à aspect d'épidote et peu biréfringents.

L'anatase enfin forme des traînées que la haute réfringence du minéral rend particulièrement visibles en lumière réfléchie.

Ce n'est pas tout : si l'on examine attentivement le fond incolore d'où se détachent ces minéraux à fort relief, on voit un assemblage confus de quartz, d'orthose et d'albite englobant les anciens plagioclases. Les contours de ces feldspaths nouveaux sont arénelés et pectinés. Ils montrent des extinctions roulantes, ce qui indique qu'il s'agit en partie de microcline ou d'anorthose.

OURALITISATION ET FELDSPATHISATION SECONDAIRE. — Le phénomène de l'ouralitisation, c'est-à-dire la transformation secondaire d'un pyroxène en amphibole, semble pouvoir se produire dans des conditions très variées.

On sait mal en quoi consiste, au point de vue chimique, la transformation secondaire du pyroxène en amphibole. Les analyses publiées donnent les résultats les plus contradictoires. On peut cependant considérer comme acquis ceci que, certains cas particuliers mis à part, il n'y a pas simple réajustement moléculaire, mais départ et apport de substance : départ de chaux et apport de magnésie, d'alcalis et d'eau.

C'est pourquoi l'amphibole secondaire est produite dans toute la roche et non pas seulement sur l'emplacement de l'ancien pyroxène.

Une explication théorique proposée par P. ESKOLA me paraît très adéquate.

Des eaux contenant en solution de la silice et de la magnésie transforment le pyroxène en amphibole, en lui apportant de la magnésie et en lui enlevant de la chaux. Cette chaux à son tour passée en solution réagit, dans la masse de la roche, sur la silice et la magnésie circulante en produisant les aiguilles d'amphibole dispersées.

Mais le cas est ici plus complexe. La transformation des gneiss à pyroxène en gneiss à ouralite implique l'existence d'une foule de processus de décomposition et de néoformation qui, développés parallèlement, sont cependant solidaires.

Les faits observés peuvent être classés en trois groupes.

1) Epigénie des éléments anciens en éléments nouveaux : diopside et hornblende en ouralite, biotite en chlorite.

2) Néoformation de l'albite, de l'orthose, de l'ouralite, de chlorites, d'épidotes, d'anatase, de quartz.

3) Dissolution présentant une intensité égale à celle de la néoformation, puisque les minéraux nouveaux prennent la place de minéraux anciens.

Toutes ces réactions s'enchevêtrent et il est difficile d'en faire la part dans la constitution actuelle de la roche. Certains processus me paraissent cependant pouvoir être mis en évidence.

Ainsi que nous l'avons vu, on peut admettre que le pyroxène en s'ouralitisant fixe de la magnésie et libère de la chaux. Cette chaux se combine avec la magnésie et la silice ambiante pour constituer de l'amphibole de néoformation.

En outre, la biotite se transforme en chlorite. Comme celle-ci ne s'est pas seulement formée comme minéral d'épigénie, mais aussi dans toute la roche, il faut que la biotite ait été dissoute en donnant d'une part naissance à la chlorite de néoformation et en libérant d'autre part de la potasse. Cette potasse a été fixée sous la forme de l'orthose qui accompagne la chlorite nouvelle.

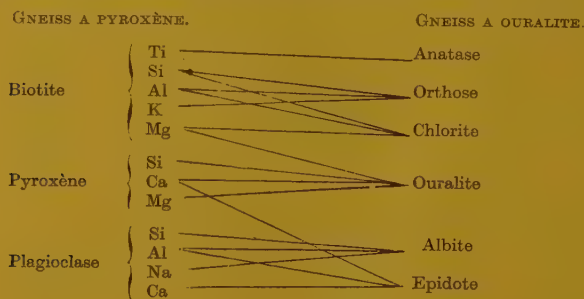
Le complexe orthose-ripidolite peut être ainsi regardé comme le produit de recristallisation des éléments de la biotite. Quant au titane du mica noir, il se trouve dans les amas de chlorites sous forme d'anatase.

C'est probablement aussi de la décomposition de la biotite qu'est issue la magnésie nécessaire à l'ouralitisation du pyroxène. Fréquemment en effet le pyroxène reste intact dans les pyroxénites dépourvues de mica et s'ouralitise dans les roches à biotite chloritisée. La différence se remarque nettement à Saint-Philippe, où les roches des deux types se rencontrent côte à côte.

Les feldspaths calco-sodiques qui constituaient le fond du gneiss primitif ne montrent pas d'altération, si ce n'est une séricitisation certainement postérieure car elle atteint aussi les albites de néoformation. Cependant les feldspaths ont dû être partiellement corrodés et dissous pour laisser la place aux minéraux de néoformation. On peut supposer que par un processus voisin de la saussuritisation ils ont donné naissance à l'albite et à l'épidote.

Tous ces échanges peuvent être résumés dans un tableau.

*Regroupement des éléments du gneiss à pyroxène dans le gneiss à ouralite.*



## 5. GNEISS A SILICATES ALUMINEUX ET ALUMINO-MAGNÉSIENS.

### A. — RÉPARTITION ET CONDITIONS DE GISEMENT.

Les roches décrites sous le titre qui précède sont très variées de composition minéralogique et chimique ; mais elles passent les unes aux autres et forment ainsi une famille bien délimitée. Les divisions que l'on introduit dans leur classification n'ont pas un fondement minéralogique extrêmement précis, et c'est d'une manière un peu arbitraire que l'on y distingue les groupes suivants : gneiss à cordiérite et sillimanite, gneiss à sillimanite et à grenat, gneiss à grenat, gneiss à biotite.

Les gneiss à minéraux alumineux et alumino-magnésiens constituent à eux seuls une grande partie du terrain cristallophyllien des Vosges.

Dans le massif de Sainte-Marie-aux-Mines la répartition en est assez exactement connue. Ils entourent la région des cipolins et des amphibolites (1).

Les meilleurs types de gneiss à sillimanite et cordiérite se rencontrent sur le chemin des Trois-Fontaines, entre l'Adelspach et le Rimpv au sud de Sainte-Marie.

Les gneiss à sillimanite et à grenat ont une grande extension sur la rive nord de la Liepvrette.

Quant au groupe de gneiss appelé autrefois par GROTH gneiss anciens, groupe constitué par des gneiss à biotite où la sillimanite et le grenat apparaissent fréquemment, il est développé surtout au sud de Sainte-Croix et de Lièpvre.

---

(1) Voir page 65.

Enfin les gneiss à biotite du type commun dit gneiss gris, sont une roche banale qui se trouve partout.

Dans le massif d'Urbeis, les explorations ne sont pas assez avancées pour permettre de fixer la répartition des différents types; je les y ai du moins tous retrouvés et ils y ont certainement une extension considérable. Les gneiss à cordiélite de la Croix-aux-Mines, les gneiss à biotite et à grenat du Col des Rouges-Terres seront pris pour types dans les descriptions qui vont suivre.

#### B. — GNEISS A CORDIÉRITE ET SILLIMANITE.

GNEISS A CORDIÉRITE ET SILLIMANITE DE LA CROIX-AUX-MINES. — Ce gneiss est remarquable par son état de fraîcheur. Il est exploité pour l'empierrement dans une petite carrière située en amont de La Croix-aux-Mines, sur la route du Chippal.

L'abondance de la biotite lui donne une teinte sombre et une stratification bien marquée. De nombreux filonnets de quartz le parcourent en tous sens. Les échantillons montrent à l'œil nu des grains verdâtres ou violacés de cordiélite et une structure fibreuse due à l'abondance de la sillimanite.

Au microscope la roche se montre essentiellement constituée par de la cordiélite. La sillimanite, le spinelle, la biotite, le quartz et les plagioclases sont plus ou moins abondants.

La cordiélite se trouve à des stades variés de la décomposition en muscovite, depuis le minéral intact jusqu'à des pseudomorphoses totales. Dans un premier stade il se produit, à partir de fissures parallèles de la cordiélite, de petites lamelles de séricite. Ces lamelles, disposées perpendiculairement à la cassure, donnent à celle-ci l'aspect d'une chenille. Un grand nombre de ces chenilles se développent parallèlement et finissent par se côtoyer; les lamelles de mica étant toutes orientées dans le même sens, le cristal de cordiélite semble finalement remplacé par une seule grande lame de muscovite. D'autres fois se développent deux réseaux perpendiculaires de fissures; l'entrecroisement de lamelles de séricite qui en résulte donne à la pseudomorphose un aspect gaufré caractéristique.

La cordiërite enclave différents minéraux : biotite rougeâtre en grandes lames, aiguilles de sillimanite, cristaux informes et corrodés de spinelle vert foncé de la variété pléonaste. La sillimanite est elle même incluse dans le spinelle. Le reste de la roche est constitué par du quartz et de l'oligoclase-andésine.

La structure est granoblastique.

Certaines strates des mêmes gneiss diffèrent quelque peu de la composition moyenne et sont grenatifères. Le grenat n'y est pas associé directement à la cordiërite ; il se trouve surtout dans les plages les plus feldspathiques. A noter encore que les plagioclases émettent dans la cordiërite des sortes d'apophyses en forme de doigts, qui rappellent les formes de corrosion des quartz bipyramidés des microgranites. Ces parties en cul-de-sac des plagioclases sont chargées de sillimanite. Peut-être les phénomènes de corrosion interviennent-ils dans leur genèse.

L'analyse chimique d'un gneiss à cordiërite et sillimanite de la Croix-aux-Mines a donné les résultats suivants :

|                                |       |
|--------------------------------|-------|
| SiO <sup>2</sup>               | 66.25 |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 16.27 |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 6.71  |
| MgO                            | 2.40  |
| CaO                            | 1.40  |
| K <sup>2</sup> O               | 2.18  |
| Na <sup>2</sup> O              | 1.70  |
| P. F.                          | 3.08  |
|                                | 99.99 |

Le caractéristique de la roche est la forte teneur en silice et en alumine. La potasse doit être attribuée, pour partie, à la séricite secondaire formée aux dépens de la cordiërite.

GNEISS A CORDIËRITE ET SILLIMANITE DES TROIS-FONTAINES. — Ces roches diffèrent fort peu de celles de la Croix-aux-Mines. L'aspect général est le même, mais le spinelle vert fait défaut ; de plus la sillimanite, au lieu d'être cantonnée dans les cristaux de cordiërite, se trouve surtout en bouquets et en faisceaux serrés dans les amas de mica noir.



Le gneiss à cordiérite ne forme que des strates peu puissantes et passe progressivement à des gneiss à biotite. Dans certaines strates la roche est grenue, peu micacée, riche en quartz et en orthose ; çà et là de petits nodules sont constitués par des fibres de sillimanite enchevêtrées. En d'autres endroits la roche ne contient plus trace de sillimanite et la biotite est concentrée sur certains plans, ce qui donne à la roche un délit très schisteux.

#### C. — GNEISS A GRENAT ET SILLIMANITE.

GNEISS A GRENAT ET SILLIMANITE D'ÉCHERY. — Les gneiss de ce type forment une série bien développée sur le flanc nord de la vallée de Sainte-Marie-aux-Mines, en particulier sur la colline en dos d'âne qui porte le château d'eau de la ville.

Malgré la grande variabilité de leur aspect, ces roches peuvent être facilement distinguées des précédentes sur le terrain même par l'abondance et la constance du grenat. La sillimanite n'existe pas toujours, la cordiérite est inconnue. L'orthose et l'oligoclase jouent un rôle très important dans leur constitution.

Presque tous les types de la série se trouvent réunis dans une carrière, actuellement abandonnée, que l'on rencontre sur la route de Sainte-Marie à Échery, près du lieu dit la Fonderie.

Le grenat est très abondant. Il s'observe à l'œil nu sous des teintes d'un rose pâle. La sillimanite est concentrée surtout sur les plans de la schistosité engendrée, suivant certaines strates, par l'abondance du mica. Elle se présente non en aiguilles, mais en prismes auxquels l'altération communique une légère teinte bleue semblable à celle du disthène. La biotite est extrêmement peu colorée.

L'examen au microscope reconnaît dans cette roche d'autres particularités (1).

Les plages de grenat n'ont pas de contours définis ; elles contiennent à l'état d'enclaves de petits cristaux de quartz et d'oligoclase, et surtout une quantité extraordinaire de prismes de rutile montrant souvent les macles caractéristiques.

(1) Planche I. figures 2 et 3.

La sillimanite est le minéral le plus curieux à observer de la roche. Elle présente un aspect particulier qui en rend difficile la reconnaissance. Elle ne forme pas les aiguilles, mais seulement les prismes qui rappellent par leurs proportions les prismes de l'amphibole. L'étude des propriétés optiques ne laisse cependant peser aucun doute sur l'exactitude de la détermination.

Une des caractéristiques de cette sillimanite en prisme est la facilité avec laquelle elle s'altère en séricite. L'altération débute par les cassures transversales et se poursuit suivant les clivages longitudinaux. Lorsque la pseudomorphose est complète le minéral paraît fibreux et verdâtre. On ne peut manquer de rapprocher ce mode d'altération en séricite de celui qui est propre à la cordiérite et à l'andalousite.

L'altération de la sillimanite en mica n'avait pas été signalée jusqu'ici tout au moins à ma connaissance. Il est donc remarquable que le phénomène se trouve réalisé si fréquemment dans la vallée de Sainte-Marie-aux-Mines.

Outre le grenat et la sillimanite le gneiss de la Fonderie contient une grande quantité de rutile, en petits amas disséminés dans toute la roche et facilement reconnaissables à leur polychroïsme dans les tons rouges et jaunes.

La biotite associée à ces éléments est extrêmement peu colorée ; il s'agit visiblement d'une décoloration secondaire ou, plus fréquemment encore, d'une décomposition en une chlorite très pâle et en anatase et rutile. Ce dernier minéral est parfois orienté sur le mica, en un réseau de fibres disposées à 60° les unes des autres.

Signalons encore la présence constante de graphite.

A ces éléments caractéristiques s'ajoutent en proportion très variables le quartz, l'oligoclase et l'orthose. Chose importante à noter, les plagioclases inclus à l'intérieur des grenats ne sont pas de l'oligoclase mais des andésines très proches du labrador ; ceci semble indiquer que la roche a subi une alcalinisation générale postérieurement à la formation du grenat.

La structure est celle d'une mosaïque lorsqu'il y a peu d'orthose, elle est dentelée, aplitique ou œillée lorsque la proportion

de feldspath alcalin augmente. En ce dernier cas la sillimanite disparaît et le grenat subsiste seul.

Le passage du type à sillimanite au type à grenat riche en orthose se fait sur des distances extrêmement faibles : il peut être observé parfois sur un même échantillon.

L'analyse dont le résultat est ici donné, est celle d'une roche particulièrement riche en sillimanite et en grenat, provenant de la carrière de la Fonderie.

|                                |       |
|--------------------------------|-------|
| SiO <sup>2</sup>               | 52.70 |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 21.51 |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 10.07 |
| MgO                            | 7.09  |
| CaO                            | 1.46  |
| K <sup>2</sup> O               | 2.48  |
| Na <sup>2</sup> O              | 2.08  |
| P. F.                          | 2.35  |
| Total                          | 99.74 |

La teneur remarquablement élevée en alumine est due à la forte proportion de sillimanite et de grenat ; à ce dernier minéral appartient également la majeure partie du fer et de la magnésie.

Si l'on compare cette analyse à celle du gneiss à cordiérite et sillimanite de La Croix-aux-Mines on constatera entre elles des différences très sensibles : la teneur en alumine est beaucoup plus élevée dans la roche à sillimanite et à grenat que dans la roche à sillimanite et cordiérite ; au contraire la teneur en silice est plus faible. La comparaison de plusieurs analyses de roches du même genre, provenant de gisements étrangers aux Vosges, montre que ces caractères sont très constants. Peut-être sont-ils dus aux particularités de composition chimique des minéraux constituants ; la cordiérite, est, en effet, plus riche en silice que la sillimanite :

|                                                                           |                                                                     |
|---------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|
| Sillimanite = SiO <sup>2</sup> , Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup>           | soit : SiO <sup>2</sup> = 37%, Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> = 63% |
| Cordiérite = 5 SiO <sup>2</sup> , 2Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> , 2 MgO | soit : SiO <sup>2</sup> = 51%, Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> = 35% |

Il ne faut pas oublier cependant que la présence d'une grande quantité de grenat tend également à enrichir la roche en

silice, puisque ce minéral a pour composition :

Grenat = 3  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 3  $\text{MgO}$  soit :  $\text{SiO}_2$  = 45%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  = 30%.

AUTRES TYPES DE GNEISS A GRENAT ET A SILLIMANITE. —

Une roche de tout point semblable à celle d'Échery se rencontre à la carrière de Saint-Philippe, où elle constitue les couches du mur ainsi que certaines enclaves du calcaire.

Une roche peu différente se trouve en blocs éboulés dans le vallon de Bois-l'Abesse. Il s'agit d'un gneiss à grenats et à sillimanite. La sillimanite, qui est l'élément le plus abondant, se présente en baguettes et en prismes à cassures transversales, souvent transformées en sérécite (1).

#### D. — GNEISS A GRENAT.

GNEISS A GRENAT DE SAINT-PHILIPPE. — Les gneiss à grenat apparaissent peu dans la région de Saint-Philippe. Cependant des travaux de terrassement effectués pendant la guerre pour la construction d'abris, en ont mis à jour un type intéressant un peu au-dessous de la carrière.

La roche est à grain fin, leucocrate, et très chargée de petits grenats roses. Le microscope montre que ce grenat est plus abondant suivant des traînées parallèles. On voit aussi un peu de biotite, secondairement décolorée, et des amas de rutile très polychroïques, semblables à ceux des gneiss à sillimanite d'Échery.

Le fond de la roche offre un aspect très particulier : elle le doit à de gros cristaux d'orthose, de plagioclase et de quartz, empâtés dans une masse d'apparence spongieuse formée par l'enchevêtrement de petits cristaux bourgeonnants de feldspath alcalin et de quartz.

Les gros cristaux sont parfois brisés et montrent des extinctions roulantes. La masse du fond, finement cristallisée, s'insinue souvent dans les cassures de ces cristaux. D'autres fois de petits cristaux d'oligoclase se prolongent dans les grandes orthoses par des bourgeons de myrmékite. Les travaux de BECKE ont appris que la myrmékite est due à une substitution analogue à l'albitisation. L'orthose est remplacée localement par un plagioclase et l'excès

(1) Planche I, figure 1.

de silice qui résulte de cette transformation s'isole sous la forme de gouttelettes simulant une micropegmatite.

Le remplissage des fissures des grands cristaux et la présence des bourgeons de myrmékite montrent que la feldspathisation de la roche a dû se faire en deux temps : des venues aplitiques ont agi sur une masse feldspathique primaire. On peut employer ici le nom de texture en palimpseste.

AUTRES TYPES DE GNEISS A GRENAT. — *Le Rimpv*. — Les gneiss à grenat du Rimpv sont intercalés dans la série comprenant les amphibolites à hornblende brune, dont il a été question plus haut (1). Leur structure est celle d'une mosaïque régulière. On y trouve du grenat, quelque peu de biotite, de l'oligoclase, de l'orthose, du quartz. Parfois les individus cristallins de grenat ne sont pas arrondis, mais forment des trainées suivant la stratification ; d'autres fois le grenat est concentré en quelques gros cristaux.

*Échery*. — Les types signalés ici ont été recueillis dans la carrière de la Fonderie (signalée à propos des gneiss à sillimanite et grenat) et dans le nouveau chemin forestier qui domine la carrière. D'une manière générale on peut dire que les gneiss à grenat y représentent les termes les plus feldspathiques de la série à grenat et sillimanite.

Lorsque un banc devient pegmatitique, la sillimanite disparaît et le grenat subsiste seul. En même temps la structure cesse d'être celle d'une mosaïque pour devenir irrégulière et aplitique. La myrmékite et l'albite secondaire se montrent en abondance. La biotite peut disparaître complètement.

*Petite-Lièpvre*. — C'est peut-être à cette même série qu'appartient une très belle roche provenant de la Petite-Lièpvre, conservée dans les collections du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine. Elle ne contient que des feldspaths alcalins et du grenat rose. L'aspect est saccharoïde.

*Petit-Rombach*. — Les gneiss à grenat qui encaissent les gneiss ocellés du Petit-Rombach, dont il sera question plus loin, offrent

---

(1) Voir page 120.

également une extrême complication de structure. La présence de cristaux brisés, celle de feldspath alcalin secondaire, montrent que l'histoire de la roche a dû être extrêmement compliquée.

*Haïcot.* — Des gneiss d'un type très différent constituent au contraire la majeure partie de la montagne du Rain-de-l'Horloge, entre Échery et le Haïcot ; la roche est homogène et de teinte rosée très constante, la répartition des feldspaths très régulière, la sillimanite toujours absente. L'aspect de la roche rappelle celui d'une pegmatite à grain fin. La route d'Échery au Bonhomme montre de bons affleurements de ces gneiss. J'y ai relevé la présence de nombreux filons de pegmatite à muscovite, qui sont en général très rares dans le domaine des gneiss de Sainte-Marie.

Les échantillons que j'ai étudiés en plaques minces proviennent du Haïcot et du Col des Bagenelles. Les éléments blancs sont le quartz, l'oligoclase, l'orthose ; le grenat est intégralement chloritisé ; la biotite, rare, est également transformée en chlorite.

#### E. — GNEISS PLAGIOCLASIQUES A BIOTITE.

GNEISS PLAGIOCLASIQUES ET GNEISS GRANITIQUES. — Dans ma description je diviserai les gneiss à biotite en deux groupes qui, s'ils sont infiniment voisins au point de vue de la composition minéralogique, se différencient cependant avec la plus grande netteté par leurs conditions de gisement et aussi par leur seul aspect.

Je donnerai au premier groupe le nom de gneiss plagioclasique à biotite, à cause de la pauvreté en orthose des roches les plus typiques et de la prédominance générale des plagioclases sur les feldspaths potassiques. Ce groupe correspond à ce que l'on appelait autrefois les gneiss gris ; les roches qui le constituent passent progressivement, sur le terrain, aux gneiss à grenat, à sillimanite, à cordiérite, à amphibole.

Le second groupe ne sera étudié que dans la section suivante du mémoire ; il comprend les gneiss granitiques, roches franchement leucocrates riches en orthose et en microline, et ayant l'aspect du granite.



Le passage d'un type à l'autre s'observe sur le terrain non comme une variation locale, de strate à strate, mais comme une modification d'ordre régional, qui affecte les massifs tout entiers.

La coupure est donc justifiée par les nécessités de la description régionale, non moins que par les raisons d'ordre pétrographique.

**GNEISS PLAGIOCLASIQUES A BIOTITE DU COL DES ROUGES-TERRES.** — Dans une carrière qui se trouve en bordure de la route du Chippal à Fraize, près du col des Rouges-Terres, les gneiss plagioclasiques à biotite présentent un beau développement et leur passage aux gneiss granitiques peut être étudié en de bonnes conditions.

A la vue, la roche est identique aux gneiss à cordiérite et sillimanite de la Croix-aux-Mines et la similitude n'est probablement pas le résultat du hasard : les deux gisements ne sont distants que de deux kilomètres, et la droite sur laquelle ils s'alignent est parallèle à la direction de l'ensemble des strates dans la région, il s'agit donc, suivant toute vraisemblance, d'un même horizon.

Le gneiss est traversé par un grand nombre de filonnets aplitiques. Ceux-ci appartiennent à deux groupes distincts : les uns sont rectilignes et montrent des salbandes parfaitement nettes, les autres sont diffus et suivent approximativement le plan de stratification. Les filonnets des deux systèmes se coupent presque à angle droit.

S'il n'existe aucune différence pétrographique entre les filonnets rectilignes et les filonnets diffus, ils ne sont cependant pas de même origine. Les premiers recoupent les seconds. En outre, seuls les filonnets diffus montrent les caractères dont il va être question ci-après.

Mais il faut d'abord décrire le gneiss dépourvu de filonnets aplitiques(1). Le microscope y fait voir une marqueterie parfaitement régulière de grains isométriques d'andésine-oligoclase, de quartz et de biotite. Ça et là se trouve un grenat légèrement rosé. La structure, la couleur et la manière d'être de la biotite rappellent tout à fait les caractères du gneiss à cordiérite du Chippal.

(1) Planche I, figure 4.

Lorsque l'aplite circule dans la roche en traînées diffuses parallèles aux strates, elle est constituée par de l'orthose, de la microperthite, du quartz; des lamelles de biotite et de muscovite s'y présentent accessoirement. La texture est très irrégulière et enchevêtrée; des gouttes de quartz sont incluses dans les feldspaths.

Le contact de l'aplite et du gneiss n'est pas nettement défini, bien qu'enfermé dans d'étroites limites : la modification progressive de la composition et de la texture s'effectue dans une zone de quelques millimètres d'épaisseur.

Si les intercalations aplitiques sont plus minces, le même contact peut se répéter plusieurs fois sur l'étendue d'une plaque mince. Des zones plagioclasiques, à structure en mosaïque, alternent alors avec des zones aplitiques, riches en feldspaths alcalins.

Lorsque les choses sont poussées à l'extrême, ces filonnets en arrivent à faire corps avec le gneiss et il est impossible de les en distinguer, même avec le secours du microscope. La structure granoblastique du gneiss se reconnaît à peine; la masse tout entière est envahie par des cristaux de quartz, d'orthose, de microperthite ou de microcline(1). Cependant ces gneiss très alcalins continuent de montrer des grenats rosés identiques à ceux des gneiss plagioclasiques.

Ces variations ne peuvent s'expliquer que par une imprégnation du gneiss par les aplites potassiques. Le passage continu qui existe du gneiss à l'aplite indique que le phénomène s'est trouvé lié au métamorphisme même du gneiss.

Si l'on suit ces gneiss à quelques centaines de mètres vers l'ouest on les voit passer à des gneiss granitiques proprement dits, qui forment de grands massifs dans la région de Fraize et de Saint-Léonard; VÉLAIN les a désignés, sur la feuille Épinal de la carte géologique, sous le nom de gneiss granulitiques.

AUTRES GNEISS PLAGIOCLASIQUES A BIOTITE DU MASSIF D'URBEIS. — Les gneiss du col de Rouges-Terres peuvent être regardés comme le type des gneiss du massif d'Urbeis, surtout

(1) Planche I, figure 5.

dans sa partie alsacienne. Les différences qui existent entre ces gneiss ne tiennent qu'aux proportions variées d'orthose et de plagioclase. Ils sont recoupés par des filons d'aplite et de pegmatite, souvent tourmalinifères. COHEN a signalé dans l'un de ces filons, à Lalaye, la présence de l'andalousite [132].

**GNEISS PLAGIOCLASIQUES A BIOTITE DU MASSIF DE SAINTE-MARIE.** — J'ai déjà signalé plusieurs fois que les gneiss à biotite du massif de Sainte-Marie constituent le terme extrême des séries des gneiss à amphibole, à sillimanite, à grenat.

Le gneiss du type du col de Rouges-Terres s'y retrouve aussi ; mais le passage aux gneiss alcalins est ici le plus souvent le résultat non d'une imprégnation diffuse, mais d'une injection nettement délimitée effectuée lit par lit, entre des surfaces lisses et brillantes où s'est accumulé du mica noir. La caractéristique de tels gneiss est de se rapprocher des micaschistes en leur aspect.

Ces gneiss, auxquels GROTH avait donné autrefois le nom de gneiss anciens, forment de grands massifs au sud de la Lièpvrette, à l'est de Sainte-Croix-aux-Mines. Ils existent en d'autres endroits, mais avec un développement moindre.

Parfois l'orthose et le quartz cristallisent en très larges éléments dont la présence boursoufle le gneiss primitif. La biotite tend à former alors de larges membranes et l'ensemble devient une véritable pegmatite à biotite.

Les gneiss qui supportent le couronnement permotriasique du Haut-Kœnigsbourg sont des gneiss à grain très fin, riches en quartz et fréquemment chargés d'un peu de muscovite.

Les gneiss de Ribeauvillé rappellent les gneiss à biotite de la vallée de Sainte-Marie. Ils contiennent généralement de la muscovite. Ainsi que toutes les roches de la région, ils montrent les traces d'un laminage intense.

#### F. — ORIGINE ET COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS A SILICATES ALUMINEUX ET ALUMINO-MAGNÉSIENS.

**RAPPORT ENTRE L'ORIGINE ET LA COMPOSITION CHIMIQUE.** — Les gneiss caractérisés par des silicates franchement alumineux, tels que la sillimanite et la cordiérite, sont parmi ceux dont

il est le plus facile de découvrir l'origine. Ils n'ont aucun équivalent chimique connu dans le groupe des roches éruptives; au contraire leur composition coïncide remarquablement avec celles des roches sédimentaires, argileuses et schisteuses. Il est donc naturel de considérer les gneiss très alumineux comme des schistes modifiées par métamorphisme.

La chose est surtout frappante dans le cas du gneiss à cordiérite et sillimanite de la Croix-aux-Mines :

A. Gneiss à cordiérite et sillimanite de la Croix-aux-Mines.

B. Composition moyenne de 51 types de schistes argileux paléozoïques, d'après CLARKE (1).

|                                | A     | B     |
|--------------------------------|-------|-------|
| SiO <sup>2</sup>               | 66.25 | 60.15 |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 16.27 | 16.45 |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 6.71  | 7.25  |
| MgO                            | 2.40  | 2.32  |
| CaO                            | 1.40  | 1.41  |
| K <sup>2</sup> O               | 2.18  | 3.60  |
| Na <sup>2</sup> O              | 1.70  | 1.01  |

Le gneiss à sillimanite et grenat d'Échery est d'une teneur en magnésie trop élevée pour que la roche puisse être rapportée à un simple schiste argileux ou à toute autre roche commune; mais la richesse du gneiss en alumine, sa stratification parfaite et la présence de minéraux tels que le graphite démontrent qu'ici aussi il s'agissait à l'origine d'une roche sédimentaire.

Pour les gneiss plagioclasiques à biotite plus ou moins chargés d'orthose, la composition chimique n'est plus un critère absolu, car des roches granitiques pourraient donner à l'analyse des résultats à peu près semblables.

La liaison entre ces roches et celles qui contiennent de la sillimanite, de la cordiérite ou du grenat est néanmoins si étroite que la même origine leur doit être attribuée. Nous avons vu d'ailleurs que les feldspaths alcalins qui chargent certaines de ces roches ne sont pas d'origine primaire, mais constituent des éléments d'apport en relation avec des venues aplitiques.

(1) CLARKE. The data of Geochemistry U. S. Geol. Surv., Bull. 616, 1916, p. 536.

Le groupe entier des gneiss étudiés dans la présente section peut donc être considéré comme appartenant au groupe des paragneiss ou gneiss dérivés de roches sédimentaires.

RAPPORT ENTRE LA COMPOSITION CHIMIQUE ET LA CONSTITUTION MINÉRALOGIQUE. — Si c'est une présence normale que celle de minéraux très alumineux dans des roches qui sont elles-mêmes très riches en alumine et relativement pauvres en alcalis, la présence de ces mêmes minéraux dans des roches très chargées de feldspaths alcalins est plus extraordinaire.

Ainsi nous avons signalé la présence du grenat dans les gneiss à biotite très aplitiques du col de Rouges-Terres, la présence de grenat et de sillimanite dans certains gneiss d'Echery extrêmement riches en orthose ; nous verrons plus loin que les gneiss granitiques des Trois-Epis eux-mêmes contiennent parfois de la sillimanite et du grenat.

Cette anomalie me paraît s'expliquer par l'ordre successif de cristallisation des différents minéraux.

Le fait est bien connu que, au cours du métamorphisme, les silicates alumineux recristallisent d'abord. L'andalousite, la sillimanite, la cordiérite de même que la biotite se forment en premier lieu ; le développement des feldspaths exige un métamorphisme plus intense.

Les descriptions données plus haut montrent que l'ordre dans lequel les minéraux sont inclus les uns dans les autres permet de reconnaître, pour les gneiss alumineux des Vosges, l'ordre de cristallisation suivant : sillimanite, quartz, biotite, spinelle, cordiérite, plagioclase basique, grenat, orthose, plagioclase acide, quartz.

Les imprégnations et injections aplitiques n'ont donc vraisemblablement agi qu'à un moment où les silicates alumineux et magnésiens étaient déjà formés.

Les minéraux alumino-magnésiens, placés dans ce nouveau milieu chimique, se sont montrés plus ou moins résistants à la destruction et ont pu y subsister partiellement. Sillimanite et grenat seraient dans les gneiss relativement alcalins les témoins d'un équilibre chimique antérieur à la composition actuelle de la roche

## G. — GNEISS QUARTZITIQUES.

Les gneiss quartzitiques ne sont pas très abondants dans les Vosges. Ils ne forment que des lentilles apparaissant çà et là dans les gneiss à biotite. Ils sont caractérisés par la prédominance du quartz.

On en peut distinguer deux types différents, suivant que la silice y est d'origine secondaire ou primaire.

Des gneiss du type que nous appellerons *gneiss quartzifiés* se trouvent à Aubrygoutte près de Wissembach dans le massif d'Urbeis. Ils dérivent certainement par silicification d'un gneiss à biotite normal. La stratification est encore marquée par la biotite en grande partie décomposée ; mais la roche est boursofflée de lentilles et de filonnets de quartz en grands cristaux limpides. Le massif entier est d'ailleurs traversé en ce point par un grand nombre de filons de quartz épais de quelques décimètres.

Dans d'autres gneiss, appelés *gneiss quartzitiques* proprement dits, la présence du quartz en quantité abondante apparaît au contraire comme primaire. J'ai recueilli de tels gneiss dans le Rauhental près du Puits Cobalt, et près du Chauffour. Ce sont des roches homogènes, grenues, à éclat gris, sans délit de stratification. La biotite, rare, n'y montre pas d'orientation.

Les *gneiss à graphite* des Vosges sont tous essentiellement des gneiss quartzitiques. Les feldspaths ne jouent qu'un rôle infime dans leur composition, de même que le mica. Ils ne sont connus que dans le massif des gneiss d'Urbeis : à Wissembach (Vosges), à Gemaingoutte, au Peu-Prè, dans la vallée de Lusse, à la Hingrie et dans la vallée de Rombach-le-Franc.

Dans ces roches le graphite se présente en telle abondance que le quartz reste à peine visible à l'œil nu. L'éclat est presque métallique.

Le microscope montre dans le quartzite de Wissembach un assemblage régulier de grains de quartz ; entre ces grains sont dispersés sans orientation des paillettes de graphite ; ça et là se voit un grain d'oligoclase.



Le quartz renferme une très grande quantité de fines aiguilles disposées en tous sens, rappelant ce qu'on appelle les cheveux hachés de rutile dispersés dans les schistes argileux. Mais ces aiguilles sont si menues qu'elles sont indéterminables. La réfringence du minéral rappellerait plutôt celle de la sillimanite que celle du rutile ; les teintes de polarisation sont toujours masquées par celles du quartz qui englobe les aiguilles ; la biréfringence semble cependant correspondre elle aussi à celle de la sillimanite.

J'ai observé ces mêmes aiguilles dans les quartz d'un quartzite à graphite provenant de Gadernheim (Odenwald). Leur existence est donc un fait d'une certaine généralité.

---

## 6. GNEISS GRANITIQUES ET LEPTYNITES.

---

### A. — CONDITIONS DE GISEMENT ET RÉPARTITION.

Les gneiss granitiques ont approximativement la composition chimique et minéralogique des granites ; ils se rapprochent également de ceux-ci par l'aspect et par les conditions de gisement.

Les leptynites ne se distinguent des gneiss granitiques que par la finesse du grain, par l'absence ou la rareté du mica et par la présence assez constante du grenat et de la tourmaline.

La distinction entre les gneiss granitiques et les gneiss plagioclasiques à biotite (étudiés dans la section précédente) est essentiellement dictée par les conditions de gisement et par l'aspect de la roche. Nous avons vu que les gneiss plagioclasiques peuvent s'enrichir localement en orthose et prendre la composition de granites, leur aspect reste cependant celui de gneiss gris et ils passent rapidement à des gneiss franchement alumineux ou calco-magnésiens.

Au contraire les gneiss granitiques forment à eux seuls des massifs entiers, où ils ne sont en relation qu'avec des granites et des pegmatites ; la biotite n'y forme pas des lits continus, mais seulement des mouchetures plus ou moins abondantes, approximativement orientées dans la même direction.

Les gneiss granitiques sont absents de la plus grande partie du massif de Sainte-Marie-aux-Mines : ils ne s'y rencontrent qu'aux extrémités du massif, à Lièpvre et au Bonhomme. Mais ils forment un massif étendu dans la région de : Trois-Épis, au sud de Kayserberg.

Le massif d'Urbeis montre le passage des gneiss plagioclasiques aux gneiss granitiques. Ceux-ci constituent un domaine homologue à celui de Trois-Épis, dans la région située à l'est de Gérardmer : au col de Martimpré, au bois de Beheuille, à Longemer.

Je n'examinerai pas dans cette section le cas de certains gneiss, à composition de granite, qui ne sont autre chose que des roches massives laminées. Ce sont en général des granites à muscovite qui n'ont des gneiss que l'apparence (granites gneissiques).

#### B. — GNEISS GRANITQUES DES TROIS-ÉPIS ET DE GÉRARDMER.

LES GNEISS GRANITQUES ET LES GRANITES DES TROIS-ÉPIS. — Les gneiss des Trois-Épis sont si étroitement associés à des granites que l'accord ne s'est jamais fait entre les géologues sur la part à donner aux uns ou aux autres dans les formations. Aussi voit-on sur les cartes géologiques successives les contours du granite et du gneiss varier de la manière la plus imprévue.

Sur la carte jointe à ce mémoire, l'exiguïté de l'échelle ne permettait pas de distinguer les différents affleurements de gneiss ou de granites : le complexe a été représenté par un figuré spécial et par le symbole ZG. Les contours adoptés sont ceux qu'a reconnus VAN WERVEKE [169] (1).

D'après VAN WERVEKE le massif des Trois-Épis ne contiendrait absolument pas de gneiss mais seulement un granite particulier à structure fluidale qu'il a appelé le granite de Trois-Épis. La structure particulière résulterait d'une sorte de modification de bordure. L'âge de ce granite serait révélé par la plus grande finesse de grain que l'on peut observer sur la périphérie du massif : un tel faciès de bordure indiquerait que le granite des Trois-Épis est plus récent que le granite porphyroïde des Crêtes, et donc post-dinantien ; il serait le granite le plus récent des Vosges. Les conclusions de VAN WERVEKE ne reposent cependant sur aucun argument solide, en particulier sur aucune observation micrographique de roche.

(1) VAN WERVEKE a donné dans son travail l'historique des diverses opinions émises sur le massif des Trois-Épis.

En fait il existe aux Trois-Épis d'une part des gneiss authentiques parfaitement individualisés, d'autre part de véritables granites. Et l'âge de ce complexe n'est pas nécessairement post-dévonien; de bonnes raisons le font au contraire considérer comme anté-dévonien.

Prenons comme type du complexe les roches qui apparaissent dans une carrière située en bordure de la route des Trois-Épis à Labaroche, où les gneiss granitiques montrent un développement remarquable.

Le caractère le plus frappant qui se manifeste sur le front de taille est l'existence d'une stratification très nette, produite par des mouchetures de biotite semblablement orientées.

A certains niveaux se voient dans le plan de stratification des lentilles de couleur sombre, ayant l'aspect des bancs différenciés des séries cristallophylliennes.

Le gneiss de teinte claire est d'aspect très variable par suite du mode divers de répartition de la biotite, tantôt uniformément disséminée, tantôt rare, ailleurs abondante. Ça et là des sortes de nodules, de la grosseur d'une noix, sont uniquement constitués par de la biotite.

Tout cet ensemble est parcouru par une foule d'apophyses granitiques et de filonnets pegmatitiques qui, se ramifiant et se réunissant, découpent le massif en un grand nombre de petits îlots; le réseau est tellement inextricable que le parcours d'aucun d'eux ne peut être suivi sur une grande distance.

Mais quel que soit le degré d'intrication du granite et du gneiss, la différence reste toujours parfaitement nette entre les deux formations.

Le microscope montre que le gneiss possède une structure finement grenue qui, mises à part les nombreuses gouttes de quartz des plagioclases, pourrait être celle d'un granite(1). L'orthose, le microcline, l'oligoclase et le quartz forment la presque totalité de la roche. La biotite s'y rencontre en lamelles orientées suivant la stratification; parfois la teinte en est si pâle qu'on

(1) Planche I, figure 6.

pourrait la confondre avec de la muscovite, si l'indétermination n'était levée par l'apparente uniaxiale du minéral.

Voici le résultat de l'analyse du gneiss granitique des Trois-Épis :

|                                |             |
|--------------------------------|-------------|
| SiO <sup>2</sup>               | 70,20       |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 15,11       |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 3,34        |
| MgO                            | 0,85        |
| CaO                            | 0,43        |
| K <sup>2</sup> O               | 6,32        |
| Na <sup>2</sup> O              | 2,36        |
| P. F.                          | 1,15        |
|                                | <hr/> 99,76 |

Il montre la prédominance nette de l'orthose sur les plagioclases et l'existence d'une quantité appréciable de biotite.

Dans les lentilles de couleur sombre la structure est la même, mais le grain est plus fin. La composition minéralogique ne diffère que par l'abondance plus grande de la biotite.

Dans les roches de cette carrière je n'ai pas reconnu d'autres minéraux, mais dans des gneiss identiques, et appartenant au même massif, de la vallée d'Ammerschwihr, il y a du grenat et de curieux petits nodules constitués par l'enchevêtrement de prismes de sillimanite. Les nodules, généralement arrondis, ont cependant parfois des contours nettement hexagonaux.

Le granite finement grenu associé aux gneiss ne présente aucune particularité digne de remarque. Sa composition est à peu près la composition du gneiss ; il peut même prendre une allure fluidale par suite de l'orientation des micas. La distinction est cependant toujours possible entre le gneiss et le granite grâce à l'homogénéité du second et à l'hétérogénéité des strates du premier.

Relevons enfin que tout l'ensemble est coupé de filonnets d'âge sans doute bien postérieur. Ce sont des filonnets de quartz où s'individualisent, par endroits, des sphérolithes et des bouquets de tourmaline. D'autres filons sont remplis par les fragments des éponges (gneiss et granite), cimentés par du quartz et par une matière rouge et opaque qui semble être du quartz chargé de poussière d'oligiste.

GNEISS GRANITIQUES DE WALBACH. — Bien que faisant partie du même massif que les précédents et affleurant non loin de la carrière qui vient d'être décrite, les gneiss granitiques de Walbach, dans la vallée de Munster, présentent des caractères particuliers. Ces gneiss sont faciles à observer dans la vallée qui s'élève du village de Walbach vers la maison forestière du même nom.

La granitisation du gneiss est ici beaucoup plus avancée. Les alternances de bancs sont à peine sensibles et ne se traduisent que par une vague orientation des paillettes de mica qui sont, soit isolées, soit groupées en traînées indécises.

L'abondance des pegmatites donne à la roche des faciès très variés.

Certains filons de pegmatite sont rectilignes et recoupent la roche. Ils sont constitués par du quartz, des feldspaths alcalins, de la muscovite et de la tourmaline.

La grande majorité des pegmatites ne montrent ni muscovite ni tourmaline et sont réparties sans limites définies, à la manière de fumées. Parfois alors, dans la roche mixte, la biotite se concentre en petits grumeaux alignés comme dans le gneiss de Trois-Épis ; d'autres fois les feldspaths cristallisent largement, ainsi que dans une vraie pegmatite ; ailleurs la biotite est également distribuée et le grain est fin et homogène comme dans un granite ; en d'autres endroits encore la stratification a été conservée.

Aucune limite tranchée n'existe entre ces différents types : ils passent les uns aux autres sur l'espace de quelques décimètres.

Le microscope fait voir d'ailleurs que toute la formation est parfaitement homogène quel qu'en soit l'aspect. L'orthose, le microcline, la microperthite et le quartz sont les éléments essentiels. Le quartz et l'albite forment souvent des yeux ou des gouttes isolées dans le feldspath potassique. L'oligoclase ne joue qu'un rôle accessoire surtout dans les types pegmatitiques. La biotite, d'abondance moyenne, est inégalement répartie ; la muscovite n'apparaît que rarement, elle constitue des paquets de fibres rappelant la manière d'être de la sillimanite.



L'analyse donne la composition suivante pour un gneiss grenu d'apparence granitique provenant de Walbach :

|                                |        |
|--------------------------------|--------|
| SiO <sup>2</sup>               | 73.27  |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 14.55  |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 1.48   |
| MgO                            | 0.36   |
| CaO                            | 0.70   |
| K <sup>2</sup> O               | 5.48   |
| Na <sup>2</sup> O              | 3.82   |
| P. F.                          | 0.55   |
| Total                          | 100.21 |

On remarque l'extrême importance des feldspaths alcalins et la rareté des minéraux ferro-magnésiens. Le résultat de cette analyse est de tous points comparable à celle du gneiss à stratification nette de Trois-Épis.

RAPPORTS DES GNEISS ET DES GRANITES DANS LE MASSIF DE TROIS-ÉPIS. — La comparaison des observations faites aux Trois-Épis et à Walbach fait constater que dans les deux endroits le granite est le même, même aussi le gneiss. Mais à Trois-Épis le granite est nettement injecté dans le gneiss ; à Walbach les roches passent insensiblement de l'une à l'autre : c'est ce qu'on peut caractériser en disant que la granitisation a été plus intense à Walbach qu'aux Trois-Épis.

On peut évidemment se demander ici si le granite et les pegmatites constituent des éléments venus d'ailleurs et qui auraient plus ou moins modifié la constitution du gneiss ; ou si le granite ne proviendrait pas au contraire de la fusion du gneiss lui-même.

Ce problème est l'énigme même de l'origine du granite et je ne me propose pas de le résoudre, mais, quelle qu'en soit la solution, la venue ou la formation du granite a été nécessairement contemporaine du métamorphisme qui a produit les gneiss, car par leur genèse les deux roches sont dans la dépendance la plus étroite.

Le granite des Trois-Épis doit donc être considéré, pour partie au moins, comme contemporain de la formation des gneiss, c'est-à-dire d'âge antédévonien.

ORIGINE DES GNEISS DES TROIS-ÉPIS. — Les schistes cristallins sont habituellement divisés en deux grandes catégories : les roches sédimentaires métamorphiques ou paragneiss d'une part, les roches éruptives laminées ou orthogneiss d'autre part.

La signification de ces termes orthogneiss et paragneiss ne doit pas rester étroitement liée au crédit accordé aux théories du métamorphisme de ROSENBUSCH.

Si l'on accepte intégralement ces théories, on admettra qu'une roche métamorphique a conservé exactement la composition chimique de la roche qui lui a donné naissance ; pour connaître cette dernière, il suffira de recourir à l'analyse chimique. Suivant la composition trouvée, celle d'une roche éruptive ou celle d'une roche sédimentaire, on pourra donc diagnostiquer orthogneiss ou paragneiss.

Mais en fait les lois énoncées par ROSENBUSCH ne sont pas sans exceptions ; la feldspathisation peut modifier considérablement la composition chimique d'une roche en la faisant tendre vers celle d'un granite. Il faut bien dès lors admettre que parmi les gneiss à composition de granite, il y a non seulement des orthogneiss vrais, mais aussi des paragneiss granitisés.

Dans ce dernier cas, seules les conditions de gisement, l'aspect général et les détails de structure pourront faire retrouver l'origine du gneiss.

Dans quel groupe convient-il de ranger les gneiss granitiques des Trois-Épis ? La détermination paraît pouvoir être faite ici avec netteté.

Notons en premier lieu dans les gneiss des Trois-Épis l'alternance de strates de composition différente ; des bancs et des lentilles de gneiss très riches en biotite sont intercalés entre des bancs de gneiss alcalins. Cette apparence est caractéristique des gneiss d'origine sédimentaire et ne pourrait s'expliquer dans le cas de roches massives transformées.

De plus il existe çà et là, dans ces gneiss, du grenat et de la sillimanite dont la présence dans des roches massives serait tout à fait insolite.

L'action feldspathisante des pegmatites se fondant dans le gneiss se laisse aussi véritablement constater sur le terrain.

Enfin la structure ne révèle aucune trace d'étirement ou de recrystallisation. C'est au contraire une structure qui passe à celle d'une pegmatite injectante.

Autant de caractères qui permettent de considérer les gneiss des Trois-Épis comme des paragneiss granitisés.

GNEISS GRANITIQUES DES ENVIRONS DE GÉRARDMER. — L'extrémité méridionale du massif d'Urbeis est constituée, dans la région située à l'est de Gérardmer, par un ensemble de gneiss granitiques qui ne diffèrent de ceux des Trois-Épis que par une plus grande variété. Les roches des Trois-Épis et de Walbach s'y retrouvent avec une similitude d'aspect tout à fait remarquable ; mais il s'y joint des amphibolites, des gneiss à grenat et des gneiss œillés.

Ces gneiss granitiques se relient aux gneiss plagioclasiques alumineux de la région de la Croix-aux-Mines par une succession de termes faciles à reconnaître sur le terrain.

C'est donc la démonstration rigoureuse que les gneiss du type des Trois-Épis ne doivent pas être considérés comme des granites récents à structure fluidale, ainsi que le pensait VAN WERVEKE, mais bien comme des roches cristallophylliennes d'un type spécial. De plus les gneiss granitiques sont ici coupés et traversés par des apophyses du granite porphyroïde post-dinantien. Ils sont donc d'âge antérieur et non postérieur à celui de ce granite.

#### C. — GNEISS GRANITIQUES DE LIÈPVRE ET DU BONHOMME.

GNEISS GRANITIQUES ET LEPTYNITES DE LIÈPVRE. — Les gneiss granitiques et les leptynites de la région de Lièpvre, par les conditions où ils se présentent, ne rappellent en rien les gneiss de Trois-Épis. Ils constituent non des massifs, mais de grands filons-couches, interstratifiés parmi des gneiss plagioclasiques et des gneiss œillés.

Le plus souvent leur aspect est celui d'une aplité légèrement rosée, à laquelle des lits de biotite viennent parfois donner une certaine schistosité. Ce type que l'on peut appeler aplitique passe à des types granulitiques, à grain plus grossier, et qui montrent du quartz en granules ainsi que des paillettes de mica blanc et de mica noir dispersées sans ordre. Enfin le type granulitique ne contient plus de mica par endroits, mais uniquement du grenat et de la tourmaline. C'est alors une leptynite typique.

Tout cet ensemble montre les traces d'actions dynamiques extrêmement intenses ; il est souvent même gneissifié par laminage. Impossible alors de dire si l'orientation des éléments est primordiale ou si elle fut seulement acquise par l'éirement. Le laminage pourrait indiquer que les gneiss forment là des écailles d'origine tectonique et non, comme il semble à première vue, des sortes de filons-couches ; mais le mauvais état des affleurements ne permet pas de trancher la question d'une manière satisfaisante.

La plus grande partie des gneiss granitiques de la région de Lièpvre a été désignée par BUECKING [187] sous le nom de granite de Lièpvre, sur une partie publiée à part de la feuille Sainte-Marie-aux-Mines de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine. Mais en l'absence de tout commentaire accompagnant la carte, il est difficile de savoir ce que l'auteur entendait exactement par là. Il s'en faut de beaucoup d'ailleurs que les gneiss granitiques aient été représentés sur cette carte avec leur complète extension : ils s'étendent en effet jusque dans la région de Bois l'Abbesse et semblent passer alors à des granites à grain fin que l'on suit jusque Châtenois.

#### MICROGRAPHIE DES GNEISS GRANITQUES DE LIÈPVRE. —

Un gneiss granitique du *type aplitique* est exploité pour l'empierrement dans une carrière récemment ouverte à la sortie ouest de Lièpvre. Certaines de ses parties montrent de la biotite complètement chloritisée, constituant des lits continus. Les lits aplitiques situés entre ces couches micacées ont une puissance qui varie de quelques millimètres à plus d'un mètre. Sous le gneiss

rose apparaît une roche litée, verdâtre, qui n'est autre chose que ce même gneiss complètement mylonitisé.

*Le type granulitique* se trouve sur la rive sud de la Lièpvrette ; il présente des particularités plus intéressantes. Le microscope y montre de l'orthose, du microcline, de l'oligoclase et du quartz ; les éléments accessoires sont la muscovite et la tourmaline.

La tourmaline n'a pas de forme propre, elle apparaît disloquée en très petits morceaux ; il semble à première vue qu'elle ait été écrasée. Mais, à regarder avec plus d'attention, on voit que les différents fragments examinés entre nicols croisés s'éteignent simultanément. Il s'agit donc d'un seul individu cristallin, non point écrasé mais corrodé. La tourmaline est constamment verte ou brune.

La myrmékite forme fréquemment des bourgeons qui pénètrent dans les cristaux d'orthose. Dans certains cas, le plagioclase formant ces bourgeons est maclé.

Quant aux gros feldspaths, leurs contours sont curieusement dentelés, crénelés et entourés d'une couronne de tout petits cristaux. Cette apparence rappelle assez la structure en mortier des roches qui ont subi un commencement de laminage. Pourtant il n'en est pas ainsi car les petits cristaux ne sont pas toujours de même nature que les gros : ils n'en peuvent donc être les débris. J'explique cette structure par la formation de feldspaths alcalins postérieurement à l'écrasement de la roche (1).

*Le type leptynite* se rencontre surtout à Bois l'Abbesse. La tourmaline y est extrêmement abondante et se présente en forme de prismes d'un millimètre environ. Çà et là se rencontre un petit grenat. La muscovite est rare, la biotite absente.

Les leptynites de Bois l'Abbesse alternent à plusieurs reprises avec des mylonites recristallisées qui seront étudiées plus loin.

ORIGINE DES GNEISS GRANITIQUES DE LIÈPVRE. — Ces gneiss ont tous les caractères d'aplites ou de granites à grain fin. Ils ne se distinguent de ceux-ci que par une stratification parfois assez nettement indiquée et par leur alternance avec des gneiss francs.

---

(1) Voir page 164.

On peut expliquer ces conditions de gisement, en admettant que les gneiss granitiques représentent le produit d'injections apliques dans les gneiss au moment du métamorphisme. Mais à l'hypothèse de l'intrusion peut s'opposer celle de l'intercalation d'écaillés d'origine tectonique.

En tous cas ces gneiss où l'on relève des traces de laminage et de recristallisation peuvent être considérés comme des orthogneiss.

AUTRES GNEISS GRANITIQUES. — Des gneiss granitiques et des leptynites semblables aux roches de Lièpvre se rencontrent dans la région du Bonhomme et dans le petit lambeau de Belles-Huttes.

Ils sont également laminés, et localisés de la même manière sur la bordure de la dislocation de Lièpvre et La Bresse.

Pour mémoire, je cite enfin les roches gneissoïdes intercalées dans les micaschistes de Lubine ; elles seront étudiées en même temps que les autres roches de ce complexe.

---



## 7. ROCHES ÉCRASÉES.

### A. — DIVISION.

Les roches écrasées des Vosges peuvent être classées en plusieurs catégories d'après l'âge des mouvements orogéniques auxquels elles doivent leur état. On peut ainsi distinguer :

- 1<sup>o</sup> les roches écrasées le long des failles oligocènes ;
- 2<sup>o</sup> les roches laminées lors du plissement hercynien, ou mylonites ;
- 3<sup>o</sup> les roches, plus anciennes encore, d'abord laminées et ensuite partiellement recristallisées, ou gneiss œillés ;
- 4<sup>o</sup> les roches laminées dont la recristallisation a été totale, ou orthogneiss.

Les roches écrasées par les failles oligocènes ne présentent aucun intérêt. Nous ne nous y arrêterons guère.

Les mylonites et les gneiss œillés possèdent au contraire de nombreuses particularités qui méritent d'être signalées.

Les orthogneiss ont été étudiés précédemment, dans les pages relatives au terrain cristallophyllien proprement dit. Nous n'y reviendrons pas.

### B. — ROCHES ÉCRASÉES LE LONG DES FAILLES OLIGOCÈNES.

Les failles d'âge oligocène ne m'ont jamais montré aucun cas de laminage proprement dit. Le long de ces failles les roches sont fendillées et altérées par la circulation des eaux, elles se débitent en petits fragments ; les cristaux peuvent être brisés mais ne flottent jamais dans une pâte de débris plus petits, à structure fluidale.

Les fractures oligocènes contiennent d'ailleurs fréquemment des débris plus ou moins anguleux éboulés des parois. A Barr on a trouvé dans une faille traversant le granite des morceaux de Grès bigarré (1) : ces débris sont certainement tombés dans une fissure ouverte. Il y eut distension de la roche lors des mouvements du sol datant de cette époque. Au contraire, nous le verrons, les accidents tectoniques hercyniens se sont traduits par une compression et un laminage.

### C. — MYLONITES.

DÉFINITION DU TERME MYLONITE. — Le terme de mylonite a été créé en 1885 par LAPWORTH (2), qui en a donné la définition suivante : « Les mylonites peuvent être décrites comme des brèches de friction microscopiques à structure fluidale, dans lesquelles la pâte interstitielle poussiéreuse, siliceuse et kaolinique n'a que partiellement cristallisé ».

LAPWORTH oppose aux mylonites les gneiss ocellés (3) qui sont des « brèches de friction dans lesquelles la totalité de la pâte interstitielle a recristallisé ».

Depuis lors le terme de mylonite a été employé dans des sens assez différents, étendu dans sa compréhension par les uns à toutes les roches cristallines ou sédimentaires présentant des traces de déformation d'origine mécanique, restreint par les autres au seul type particulier décrit par LAPWORTH en Écosse.

Il convient donc, en employant le terme de mylonite, de préciser le sens qu'on lui attribue. J'appellerai ici mylonites les roches nettement laminées, à structure fluidale, dont la pâte n'a que très peu ou point cristallisé ; j'appellerai gneiss ocellé ces mêmes roches lorsqu'elles ont subi une cristallisation de la pâte.

Ces dénominations ne peuvent pas toujours être appliquées sans hésitation. Le point où l'on cessera de parler simplement de granite à structure cataclastique pour employer le terme de

(1) Communication personnelle de J. DE LAPPARENT.

(2) LAPWORTH. *Nature*, XXXII, p. 558, 1885.

(3) Augenschist.

mylonite dépendra avant tout de l'appréciation personnelle. Il n'est pas davantage de limites naturelles entre la mylonite et le gneiss oëillé.

LES MYLONITES DE LIÈPVRE ET DE SAINTE-MARIE-AUX-MINES. — Je ne parlerai ici que des environs de Lièpvre et de Sainte-Marie-aux-Mines. Il existe des mylonites en bien d'autres endroits des Vosges : dans la grande majorité des cas leur étude ne m'a révélé aucun fait nouveau. Je dois cependant en excepter les roches écrasées qui sont largement développées dans la région de Lalaye et de Lubine ; mais leur ensemble complexe ne peut être examiné sans que le soient aussi les autres roches de la région : roches extrêmement diverses et au sujet desquelles se posent un grand nombre de problèmes pétrographiques et tectoniques qui seront abordés ultérieurement.

Les mylonites dont je donnerai ici la description ont été recueillies entre Lièpvre et Sainte-Marie-aux-Mines, le long de la dislocation de Lièpvre et La Bresse qui sépare les gneiss du granite.

Elles sont donc constituées par le gneiss et par le granite, et il est généralement difficile de dire quelle en a été la roche primitive.

Le développement des roches écrasées est loin d'être uniforme le long de la ligne tectonique : en certains points leur puissance atteint plusieurs centaines de mètres ; en d'autres elles semblent ne pas exister. Il convient d'ailleurs de remarquer que, dans les Vosges, les conditions d'observation sont rarement assez favorables pour que l'on puisse préciser la largeur d'une bande de roches écrasées. Ces roches sont généralement altérées en surface par suite de la circulation d'eau qui s'y produit, elles sont alors recouvertes de terre végétale et d'éboulis. Ça et là seulement font saillie quelques rochers où la mylonite a acquis par silicification secondaire une grande cohésion et de la dureté.

Les pointements isolés de roche silicifiée sont le plus souvent les seuls indices de la présence d'une zone de dislocation. Les mylonites proprement dites, verdâtres et aphanitiques, offrant peu de résistance à l'altération se voient rarement en place.

Lorsqu'elles affleurent elles constituent de minces rubans intercalés dans des roches relativement moins écrasées, bien que très morcelées elles-mêmes par des diaclases et des failles.

Les modifications progressives de structure par lesquelles s'opère le passage du granite (ou du gneiss) à structure légèrement cataclastique à la mylonite, s'observent avec une particulière facilité sur certains granites pegmatitiques existant au nord de Lièpvre et que colore en rouge une fine pigmentation d'oxyde de fer. La poussière colorée accuse les contours des feldspaths et des quartz ; lorsqu'il y a écrasement, elle montre nettement la fluidité acquise secondairement.

Dans la phase simplement cataclastique, les cristaux d'orthose se fendillent suivant leurs clivages. Lorsque la cataclase devient plus forte, les morceaux du cristal se séparent les uns des autres, et les intervalles sont remplis par du quartz de néoformation.

Si l'écrasement devient encore plus intense, les fragments se dispersent dans la pâte formée par les débris plus petits. Au stade mylonite enfin, lorsque le laminage est complet, la roche présente à l'œil nu un aspect pétrosiliceux qui ne laisse rien deviner de sa nature réelle. Le microscope montre que la mylonite est cependant une roche très hétérogène, où des parties pulvérisées et étirées voisinent avec des parties restées plus grenues. Chose remarquable il n'y a pas passage progressif entre ces parties plus ou moins écrasées : elles s'opposent brusquement.

Dans la partie fluidale existent des sortes de fuseaux contenant à leur centre un grain cataclastique et remplis de quartz de néoformation. Ces fuseaux correspondent sans doute à des vides créés dans la roche par le déplacement du grain anguleux, roulant sur lui-même au cours du laminage : la cavité ainsi produite a été remplie par de la silice secondaire.

Tous ces détails de structure indiquent que la roche n'a pas été entièrement écrasée par la compression : par suite de l'étirement certains paquets de roche ont glissé sur d'autres en laminant les parties intermédiaires. Pour employer une image schématique, on dirait que le laminage s'est traduit par l'écoulement fluidal de lentilles de roches glissant les unes sur les autres.

MODIFICATIONS ULTÉRIEURES DE LA COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES MYLONITES. — Lorsque la roche primitive est chargée d'éléments ferro-magnésiens, fréquemment ceux-ci se décomposent et donnent naissance à des minéraux secondaires. Les mylonites deviennent alors verdâtres : en cet état elles ressemblent assez aux grauwackes de la série dévono-dinantienne, avec lesquelles on les a souvent confondues autrefois.

Cette coloration n'est pas due, comme on pourrait le penser, à un développement de chlorite ; le microscope montre seulement la néoformation d'un feutrage de petites paillettes d'une biotite spéciale, peu colorée et d'apparence séréciteuse (1).

Je prendrai comme type de description une mylonite verte provenant de la montagne de la Petite-Bouille à l'ouest de Sainte-Marie. Les feldspaths et le quartz y sont brisés et disloqués, ainsi que d'habitude ; du quartz secondaire s'est formé dans les interstices, soit en une mosaïque de grains égaux juxtaposés, soit en traînées floues qui serpentent entre les débris.

La biotite primaire, très colorée, est plus ou moins décomposée en petites lamelles d'une biotite nouvelle, verdâtre, peu polychroïque. Le titane de la biotite primaire s'isole sous forme d'anatase, soit en petits cristaux assez bien définis, soit en agrégats qui paraissent complètement opaques (2).

Cette néoformation de biotite et d'anatase n'est pas exclusivement une pseudomorphose. Elle s'est produite dans toute la roche ; les minéraux nouveaux entourent les débris des minéraux anciens, s'insinuent dans les cassures les plus ténues et accusent ainsi la fluidalité générale.

L'emploi de très forts grossissements permet en outre de distinguer, dans le feutrage de biotite, des amas de grains de zoisite et d'épidote.

---

(1) Planche III, figures 1, 2, 3 et 4.

(2) L'abondance de l'anatase dans les roches les plus communes, et en particulier dans les mylonites, a été signalée pour la première fois par G. FRIEDEL, *Bull. Soc. franc. Min.*, XXXV, 1912, p. 212.

Dans certaines cassures, on voit parfois du quartz secondaire dans lequel se sont développés des spérolites d'aiguilles; celles-ci appartiennent à une chlorite qui montre toutes les propriétés de la delessite, chlorite ferrifère trouvée communément dans les soufflures des andésites anciennes.

Notons enfin la présence de filonnets parcourant les mylonites, et constitués par du quartz secondaire et de petits feldspaths alcalins de néoformation. Ces feldspaths, dont l'origine hydrothermale ne saurait être mise en doute, se rapprochent par là de ceux qu'on a souvent décrits dans les calcaires sédimentaires au cours de ces dernières années.

L'attention, lorsqu'elle est une fois appelée sur l'existence de ces feldspaths alcalins de néoformation, fait voir leur extrême abondance et leur dissémination dans toute la roche. Les morceaux de microline brisés sont ressoudés par du microline nouveau; les contours des débris des feldspaths primaires sont très finement dentelés et ils émettent de petites apophyses entre les débris de la pâte; ils ont donc été nourris par le feldspath secondaire. Dans la pâte même de la roche les extinctions roulantes des cristaux tordus se confondent avec le moirage des microlines et des orthoses de néoformation, si bien qu'il est impossible de faire la part des deux phénomènes.

Remarquons pour terminer que l'abondance de ces minéraux d'origine secondaire ne va pas en croissant avec l'intensité du laminage. La biotite sériciteuse, la chlorite, l'épidote et autres sont parfois absents des mylonites vraies, et abondamment développés dans des roches peu écrasées. Ils ne doivent sans doute leur naissance qu'à la circulation d'eau qui s'est faite plus facilement, quoique pas toujours, dans les roches écrasées.

#### D. — GNEISS OÏLLÉS.

GNEISS OÏLLÉS DE BOIS L'ABBESSE. — Le vallon qui débouche dans la vallée de la Lièpvrette à Bois l'Abbesse, montre une série de gneiss oïllés qui ne sont autre chose que des mylonites partiellement recristallisées.



Les affleurements sont malheureusement très rares dans cette région, et les conditions de gisement apparaissent mal. La répartition des blocs à la surface du sol permet cependant de voir que les gneiss ceillés alternent plusieurs fois avec des leptynites et des gneiss granitiques.

Les blocs sont dans un état de fraîcheur parfaite, et l'on en peut constituer une collection pour un fructueux examen au laboratoire.

Sur le terrain l'aspect en est variable. Certains sont constitués par une masse micacée noire et brillante où apparaît çà et là un gros feldspath glanduleux ; d'autres fois la roche noire alterne avec des lits roses, feldspathiques ; le type le plus fréquent est enfin une roche bien stratifiée et ceillée.

L'apparence générale est celle des mylonites, à cette différence près que la roche est d'aspect frais, cristallin, tandis que les mylonites, qui contiennent de nombreux minéraux secondaires, sont d'une apparence terreuse.

Sous le microscope la similitude de structure avec les mylonites apparaît frappante, mais la composition minéralogique diffère : au lieu de biotite sériciteuse, d'anatase, de chlorite, de zoïsite et d'épidote, une biotite nette, très polychroïque, ayant cristallisé avec du quartz. La néoformation de feldspaths alcalins montre ici un plus grand développement.

**GNEISS CEILLÉS DE SAINTE-CROIX.** — De très beaux gneiss ceillés se montrent au nord de Sainte-Croix dans les vallées du Grand-Rombach et du Petit-Rombach. Leur extension a été représentée sur la carte de BUECKING [187] et ils ont été étudiés au point de vue pétrographique par BRUHNS [163].

Ces gneiss attirent vivement l'attention car ils constituent des rochers saillants ; de grands cristaux d'orthose très blanche y sont alignés, suivant la schistosité, dans une masse micacée de teinte sombre ; des filons et lentilles de pegmatite, dont l'épaisseur varie entre quelques millimètres et plusieurs mètres, y sont interstratifiés.

Au microscope, la roche paraît très singulière (1).

Aux faibles grossissements elle a encore l'aspect typique d'une mylonite : de grands cristaux d'orthose brisés, arrondis ou fusiformes, s'alignent sur un fond de biotite, d'amphibole et de très petits cristaux — apparemment des débris — de feldspath acide. Il est à remarquer qu'il n'existe pas de gros cristaux brisés de quartz ; ce minéral ne constitue que des remplissages secondaires.

L'observation sous un grossissement plus fort montre qu'il ne s'agit pas d'une simple structure cataclastique. Les petits cristaux de la pâte n'ont pas toujours la même nature que les cristaux englobés : de grandes orthoses sont couronnées de petits grains d'albite. D'autre part les cristaux de la pâte ne sont pas des débris, car ils ont des contours délicatement crénelés ou spongieux. Les gros cristaux eux-mêmes ont des limites irrégulières et dentelées, indiquant que les débris primitifs ont été en quelque sorte nourris par du feldspath secondaire.

La biotite et l'amphibole, largement cristallisés, ne montrent pas trace de mylonitisation. Ces minéraux ont cristallisé (secondairement) avec les petits feldspaths alcalins. La hornblende se présente en gros prismes presque incolores. La biotite est fortement polychroïque.

Les filons et lentilles pegmatitiques ne diffèrent des gneiss œillés que par l'absence de biotite et d'amphibole.

ORIGINE DES GNEISS OÏLLÉS DE SAINTE-CROIX. — Ces roches montrent donc très nettement la succession de deux phases de transformation : une première phase a amené la mylonitisation et la structure amygdalaire, une seconde phase a vu la recristallisation des feldspaths alcalins, de la biotite et de l'amphibole autour des gros porphyroblastes d'orthose.

D'après BRUHNS [163] ces gneiss œillés ne seraient autre chose que des apophyses de granite porphyroïde (granite des Crêtes) ayant acquis une structure fluidale, par suite de la pression des épontes.

---

(1) Planche II, figure 5 et 6.

Cette opinion ne me paraît fondée que sur la curieuse similitude d'aspect des gneiss œillés et du granite porphyroïde (à l'orientation des gros cristaux d'orthose près). C'est une ressemblance superficielle et fortuite, car en réalité la composition minéralogique n'est pas la même.

Le granite porphyroïde contient beaucoup de quartz ; or le gneiss œillé ne montre pas les débris de quartz à extinction onduleuse, si caractéristiques des mylonites granitiques. Le quartz n'y apparaît que rarement à l'état secondaire. L'amphibole du granite est une variété d'actinote peu abondante, brunâtre, tandis que dans le gneiss l'amphibole est une hornblende incolore, très abondante.

Poussons encore cependant la discussion sur l'origine des gneiss œillés.

L'origine proposée par BRUHNS peut être attribuée aux gneiss œillés de Bois l'Abbesse. Là où ces roches montrent le moins d'écrasement, elles ne sont pas des granites porphyroïdes, mais des gneiss granitiques ou des gneiss à sillimanite ou à grenat.

D'autre part, le produit de l'écrasement du granite porphyroïde est parfaitement connu : ce n'est jamais un gneiss œillé, mais une mylonite non recristallisée.

On pourrait, dira-t-on, admettre que les gneiss œillés passent aux mylonites en profondeur ?

L'hypothèse non plus ne peut être acceptée.

Les gisements des deux types de roche écrasée sont tout à fait différents : les mylonites, reconnaissables à l'aspect terreux dû à la présence de minéraux d'altération, se trouvent le long des dislocations hercyniennes ; les gneiss œillés sont des termes normalement intercalés dans le terrain cristallophyllien, auxquels ils appartiennent par leur cristallinité parfaite. Entre les uns et les autres aucune transition.

Une observation enfin paraît constituer la démonstration définitive de cette indépendance : les gneiss œillés typiques qui constituent la colline du calvaire de Lièpvre sont de nouveau réduits à l'état de mylonite le long de la dislocation hercynienne.

L'écrasement et la recristallisation des gneiss œillés était donc un fait accompli avant la phase orogénique hercynienne.

Si l'on peut aisément concevoir que les termes de la série antédévonienne aient été mylonitisés dans des phases orogéniques très anciennes, on n'en aimerait pas moins savoir à quelle époque les mylonites ainsi formées ont subi la cristallisation qui a donné naissance à des feldspaths alcalins, à de la biotite et à de l'amphibole.

La ressemblance de ces minéraux secondaires avec ceux que l'on rencontre dans certaines grauwackes dévono-dinantiennes métamorphiques rend plausible l'hypothèse du métamorphisme des mylonites anciennes par le granite porphyroïde. Mais le fait n'est nullement certain.

GRANITE LAMINÉ DU BILSTEIN. — Le granite du Bilstein est un granite acide à deux micas qui constitue une lame étroite et longue étendue, en direction E-W, entre le Bonhomme et la plaine du Rhin où elle aboutit à quelque distance au nord de Ribeaupillé.

Ce granite montre en général un aspect schisteux qui lui a fait donner le nom de granite gneissique. La carte montre que cette lame de granite est intercalée dans les gneiss de Ribeaupillé à son extrémité ouest ; à l'extrémité opposée elle est limitée d'une part par le granite porphyroïde, d'autre part par le granite à deux micas du Brézouard et les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. Le contact avec les gneiss de Sainte-Marie n'est malheureusement pas visible.

Le granite du Bilstein a été étudié par VAN WERVEKE [135].

D'après celui-ci le granite constituerait un immense filon-couche dont les minéraux se seraient orientés parallèlement aux salbandes pendant la cristallisation du magma. Le rapprochement des épontes aurait ensuite amené un certain écrasement.

Je pense que le granite du Bilstein doit au contraire son aspect schisteux à des phénomènes de laminage et de recristallisation ; la genèse en doit être assimilée à celle des gneiss œillés(1).

(1) Planche IV, figures 1, 2 et 3.

La roche en plaques minces montre en effet un étirement intense, qui n'a pas pu être provoqué par le rapprochement des épontes mais est uniquement dû à des glissements tangentiels. L'étirement est plus grand sur les bords et plus petit au centre de la bande granitique, les gneiss encaissants sont également écrasés : on peut donc considérer le granite du Bilstein comme une écaille comprise entre deux surfaces de glissement.

Les recrystallisations observées sont parfois très nettes : certains débris de feldspath se sont agrandis par nourrissage secondaire ; ils ont pris des contours dentelés ou spongieux et ont englobé à leur périphérie des débris plus petits. Mais en général la structure caractéristique est beaucoup moins apparente que dans les gneiss coillés proprement dits. La roche primitive étant grenue, les yeux des grands débris n'existent pas. D'autre part les minéraux de recrystallisation sont uniquement, comme les minéraux anciens, des feldspaths alcalins. On ne les distingue qu'à leurs particularités d'aspect.

La recrystallisation du quartz, de l'orthose et de l'albite qui nous conduit à assimiler le granite du Bilstein aux gneiss coillés, fixe l'âge de ce granite puisque, d'après les observations faites dans la vallée de Sainte-Marie, ces recrystallisations sont anté-hercyniennes. Le granite du Bilstein ne daterait donc pas de la fin du Dinantien comme le font tous les grands massifs de granite des Vosges ; il constituerait un terme de la série cristalline anté-dévonienne.

Une confirmation de cette idée est donnée par les particularités que l'on observe le long des dislocations post-dinantiennes. Le granite du Bilstein, étiré et recrystallisé, y est à nouveau mylonitisé : près du château en ruine de Gutenberg près du Bonhomme, par exemple, il est devenu une roche à aspect de silex blanchâtre, non recrystallisée.

Le granite du Bilstein lorsqu'il est peu laminé ressemble beaucoup, par la composition et l'aspect, au granite qui constitue le massif voisin du Brézouard. Si, comme il a toujours été admis

jusqu'ici, ces deux granites sont de même âge et de même origine, le granite du Brézouard appartiendrait lui aussi à la série cristalline antédévonienne.

**GNEISS CÉILLÉS OU ORTHOGNEISS DU BOIS DE BÉHEUILLE PRÈS DE GÉRARDMER.** — Au nord-est de Gérardmer, sur le chemin de Bois de Béheuille à la Forie, se trouve dans les gneiss granitiques un gneiss céillé qui diffère assez notablement de ceux de la vallée de Sainte-Marie-aux-Mines. Bien que les mêmes caractères généraux s'y retrouvent, la recrystallisation est beaucoup plus complète. La roche peut être considérée comme un orthogneiss proprement dit aussi bien que comme un gneiss céillé.

La composition minéralogique est celle d'un granite peu micaoé. De grands cristaux d'orthose sont alignés dans une pâte finement grenue sillonnée par de véritables aplites, roses, en traînées diffuses ou en filonnets bien délimités.

On constate au microscope que les grands cristaux sont des débris anguleux ou fusiformes et que la pâte, intégralement recrystallisée, ne peut être distinguée des aplites qui la parcourent. Cette structure caractéristique en palimpseste laisse deviner une structure cristalloblastique ancienne sous une structure cristalloblastique nouvelle.

Ces gneiss céillés forment une sorte de filon que jalonnent sur une certaine longueur les blocs qui jonchent le sol. On peut les considérer comme une ancienne intrusion éruptive dans les terrains sédimentaires qui ont donné naissance, de leur côté, aux gneiss granitiques (1) qui constituent la région.

#### E. — RAPPORTS DES MYLONITES, DES GNEISS CÉILLÉS ET DES ORTHOGNEISS.

Les observations faites dans la présente section conduisent à quelques conclusions.

1° Les mylonites développées aux dépens du granite porphyroïde (et qui n'ont pu subir aucun métamorphisme puisque

---

(1) Page 154.



ce granite est le plus récent) n'ont jamais recristallisé en un gneiss œillé.

2° D'autre part les gneiss œillés, roches plus anciennement écrasées qui ont subi une recristallisation partielle, montrent les traces d'un métamorphisme léger.

3° Les orthogneiss sont des roches écrasées qui, par l'effet d'un métamorphisme régional plus intense, sont devenus des gneiss véritables.

Entre les deux premiers termes il n'existe dans les Vosges aucun terme de passage, aucune transition.

A un point de vue général on peut conclure qu'une roche massive ne se transforme pas en un gneiss, si elle n'a subi que des actions mécaniques ; il faut de plus que la roche écrasée recristallise par l'effet du métamorphisme général. On peut résumer cette conclusion en disant avec P. TERMIER que le « dynamométamorphisme déforme, mais ne transforme pas ».

## 8. LES GNEISS DES VOSGES ET LA CLASSIFICATION DES SCHISTES CRISTALLINS DE GRUBENMANN.

### A. — PRINCIPES DE LA CLASSIFICATION DE GRUBENMANN (1).

L'ÉQUILIBRE PHYSICO-CHIMIQUE ET LES ZONES DE PROFONDEUR DE LA CRISTALLISATION. — Dans les pages qui précèdent ont été passés en revue et étudiés les différents types de gneiss des Vosges ; il n'y a pas été fait appel aux théories qui, depuis une quinzaine d'années sous l'impulsion de GRUBENMANN, puis de NIGGLI (2), ont renouvelé nos connaissances sur les schistes cristallins et qui ont conduit à leur classification rationnelle. Il importe maintenant de voir quelle place revient aux gneiss des Vosges dans cette classification.

La notion fondamentale sur laquelle reposent les méthodes employées par GRUBENMANN est celle de l'équilibre physico-chimique.

Étant donnés différents corps simples en présence, la stabilité du système est essentiellement conditionnée par deux facteurs : la température et la pression, qui déterminent les combinaisons des corps entre eux.

De même dans le règne des schistes cristallins le mélange, en proportion variable, de silice, d'alumine, de chaux, etc., qui constitue les roches, connaîtra des états d'équilibre chimique qui

---

(1) Voir page 72.

(2) GRUBENMANN. Die kristallinen Schiefer, 1910. — GRUBENMANN u. NIGGLI. Die Gesteinsmetamorphose, t. I, 1924.

varieront avec les facteurs physiques. Autrement dit et à composition égale, les minéraux qui s'individualiseront dans la roche métamorphique dépendront des facteurs pression et température qui auront présidé à la cristallisation.

Résumé sous une extrême brièveté, la théorie de GRUBENMANN s'exprime ainsi : le métamorphisme est un changement d'équilibre chimique.

Ceci est le domaine des considérations abstraites. Quittons-le pour celui des faits concrets.

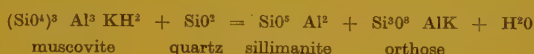
L'étude d'un très grand nombre de séries cristallophylliennes a montré qu'il existe effectivement des associations de minéraux souvent réunis, tandis que d'autres minéraux excluent tout à fait leur présence réciproque. Ainsi les gneiss à silicates calciques se trouvent unis à des gneiss à sillimanite, jamais à des micaschistes à disthène ; la cordiérite exclut la staurotide, et ainsi de suite.

Depuis longtemps, les anciens auteurs avaient distingué l'étage des gneiss, l'étage des micaschistes, l'étage des schistes. Ils reconnaissaient ainsi, avant la lettre, l'existence d'une zone profonde, où le mélange silice, alumine, alcalis cristallise sous forme d'orthose ; d'une zone moyenne où ce mélange s'individualise en muscovite ; d'une zone supérieure, où ne se forme que la variété séricite du mica blanc. Seulement la notion d'étage stratigraphique, dont il a fallu reconnaître l'inexactitude, a été remplacée par une notion indépendante de toute considération sur l'âge, celle de la profondeur de cristallisation, qui fait intervenir exclusivement les facteurs pression et température.

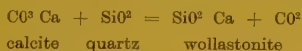
Une roche contenant de la silice, de l'alumine, de la magnésie et du fer donnera un gneiss à cordiérite dans la zone profonde où nous trouvons la sillimanite ; un micaschiste à staurotide dans la zone moyenne où nous avons rangé le micaschiste à disthène ; un chlorito-schiste dans la zone supérieure des schistes sériciteux.

Entraînée par les mouvements orogéniques à passer d'une zone à l'autre la roche subira, sans changer de composition chimique, une recristallisation complète en d'autres minéraux.

Un schiste formé de quartz et de mica donnera un gneiss à sillimanite :



Un calcaire siliceux donnera de la wollastonite :



Chaque groupement chimique a été suivi d'une zone à l'autre, et le tableau ci-après résume les faits observés. Chaque association minéralogique peut être rangée dans une des trois zones, supérieure, moyenne, ou profonde ; ou, pour se servir des termes propres équivalents, dans la classe des épigneiss dans celles des mésogneiss ou dans celle des catagneiss.

Il s'en faut d'ailleurs que dans la nature ces limites soient nettes et tranchées : le point où le mélange de silice et de calcite se transforme en wollastonite n'est évidemment pas le même que celui où le mélange silice et alumine prend la forme sillimanite, et ainsi de suite.

On observe donc des chevauchements suivant que l'on étudie tel groupe de minéraux ou tel autre : mais, chose essentielle, les chevauchements ne sont jamais les résultats du hasard, ils font toujours l'objet d'une discussion rationnelle.

La définition d'une zone a par suite une valeur surtout statistique ; le classement d'un complexe de schistes cristallins d'après la théorie de GRUBENMANN doit toujours utiliser une base très large et se fonder sur la comparaison d'un grand nombre de types. A cette condition seulement les aberrances s'expliquent et se compensent, et les résultats s'ordonnent en synthèse où la stratigraphie et la tectonique trouvent un appui précieux. On sait tout le parti que A. HEIM, P. NIGGLI et R. STAUB ont tiré des considérations de cette nature dans leurs travaux récents sur la géologie des Alpes suisses.

#### CARACTÉRISTIQUES DES TROIS ZONES DE PROFONDEUR. —

Voyons avec plus de détails les caractéristiques de ces trois zones,

## PRINCIPALES COMPOSITIONS MINÉRALOGIQUES DES ROCHES DANS LES TROIS ZONES DE MÉTAMORPHISME.

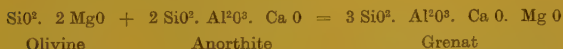
| ZONE DE MÉTAMORPHISME                 |                                                   |                                                                           |                                                                           |                                                               |                                                  |                                                                          |                                       |
|---------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------|
| Éléments considérés                   |                                                   | supérieure (épi)                                                          |                                                                           | moyenne (més)                                                 |                                                  | inférieure (cata)                                                        |                                       |
| $\frac{\text{Si} + \text{Ca}}{\quad}$ | $\frac{\text{Si} + \text{Mg} + \text{Fe}}{\quad}$ | $\frac{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Al}}{\quad + \text{Si}}$             | $\frac{\text{Si} + \text{Ca} + \text{Al}}{\quad + \text{Mg} + \text{Fe}}$ | $\frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe}}{\quad + \text{Na}}$ | $\frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{K}}{\quad}$ | $\frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{K}}{\quad + \text{Mg} + \text{Fe}}$ | $\frac{\text{Si} + \text{Al}}{\quad}$ |
| Quartz + Calcite                      | Serpentine<br>Talc                                | Chloritoïde<br>Chlorite<br>Almandin                                       | Epidote<br>Zoisite                                                        | Albite<br>Paragonite                                          | Séricite                                         | Séricite + Chlorite                                                      | Séricite                              |
| Actinote                              |                                                   |                                                                           |                                                                           |                                                               |                                                  |                                                                          |                                       |
| Actinote<br>Hornblende                | Anthrophyllite<br>Gédrite<br>(Humites)            | (Chlorite)<br>Biotite<br>Phlogopite<br>Almandin<br>(Pyrope)<br>Staurotide | Hornblende<br>Epidote<br>Zoisite                                          | Plagioclases<br>acides<br>Hornblende<br>sodique               | Muscovite<br><br>(Orthose)                       | Biotite                                                                  | Disthène                              |
| Hornblende<br>Wollastonite            | Olivine<br>Humites                                | Biotite<br>Phlogopite<br>Cordérite<br>Grenats<br>Spinelle                 | Plagioclases<br>basiques<br>Grossulaire<br>Scapolite                      | Plagioclases<br>Hornblende et<br>augite sodiques              | Orthose                                          | Biotite                                                                  | Andalousite<br>Sillimanite            |
| Pyroxènes                             |                                                   |                                                                           |                                                                           |                                                               |                                                  |                                                                          |                                       |

et les variations parallèles qu'y subit la structure des roches et la composition des associations minéralogiques.

*Zone profonde (zone des catagneiss).* — Dans la zone la plus profonde la pression qui s'exerce offre un caractère spécial. Sous la charge formidable que supportent les roches l'action des forces est transmise par elles non suivant une seule direction, comme elle le serait par des solides parfaits, mais de tous les côtés à la fois, à la manière où le font des corps plastiques ou liquides. La pression dans la zone profonde est une pression hydrostatique. Aussi n'observe-t-on pas, dans cette zone, les étirements et la schistosité secondaire que les mouvements orogéniques tangentiels provoquent dans les zones supérieures. Pour la même raison, les minéraux n'ont pas tendance à cristalliser en lames plus ou moins aplaties dont la grande face serait perpendiculaire à la force dirigée, suivant le principe énoncé par RIECKE ; la pression étant égale de toute part, ils se développent généralement en grains isométriques, dont la juxtaposition constitue la structure grenue dite granoblastique lorsqu'il s'agit de schistes cristallins. L'allure massive et la structure granoblastique sont donc caractéristiques des catagneiss.

Une troisième particularité résulte enfin de l'exercice de cette forte pression hydrostatique : cette pression influe sur l'équilibre chimique lui-même suivant le principe, fondamental en physicochimie, de LE CHATELIER et VAN T'HOF : à composition chimique égale, les minéraux qui se forment sont ceux qui ont le plus petit volume moléculaire, c'est-à-dire la plus grande densité.

En voici un exemple classique :



Olivine

Anorthite

Grenat

Volumes moléculaires :

43,9

101,1

121 (au lieu de 145)

Parmi les minéraux caractéristiques de la zone profonde on peut citer : orthose, plagioclases basiques, biotite, pyroxènes, périclase, sillimanite, cordiérite, grenat grossulaire. La réunion



de ces minéraux constitue, pour la plus grande part, les gneiss proprement dits, chez lesquels dominent les feldspaths les plus communs : orthose et plagioclases d'acidité moyenne.

*Zone moyenne (zone des mésogneiss).* — Dans la zone moyenne la pression hydrostatique est moins forte que dans la zone profonde ; au contraire la pression latérale fait nettement sentir ses effets.

Suivant le principe de LE CHATELIER rappelé plus haut, les minéraux des mésogneiss auront un volume moléculaire plus grand, c'est-à-dire une densité plus faible, que ceux des catagneiss et, suivant le principe de RIECKE, ces minéraux auront tendance, par suite de l'existence d'une pression unilatérale, à se développer en lamelle ou en fibres présentant leur plus grande face plane perpendiculairement à la direction de cette pression.

Cette orientation uniforme des minéraux lamellaires donnera à la roche la structure d'ensemble caractéristique appelée schistosité de cristallisation, par opposition à la schistosité de stratification, due à l'alternance de lits de composition différente et qui existait seule dans les catagneiss. Dans ses détails et telle qu'elle apparaît au microscope, la structure dominante est la structure dite diablastique où les minéraux lamellaires et aciculaires sont étroitement enchevêtrés.

Les minéraux les plus fréquents sont la muscovite, les plagioclases acides, le grenat almandin, le disthène, la staurotide ; les minéraux fortement hydroxydés font leur apparition avec le groupe des épidotes. Nous sommes dans le domaine principal des mica-schistes.

*Zone supérieure (zone des épigneiss).* — Les facteurs physiques sont encore une fois différents dans la zone supérieure : les effets de la pression hydrostatique, qui va décroissant, sont complètement masqués par ceux de la pression unilatérale, qui augmente progressivement. Les minéraux ont donc la densité la plus faible ; ils sont très souvent phylliteux. D'autre part la température était certainement plus faible que dans les zones profondes, et la quantité d'eau en circulation plus grande ; aussi les minéraux

hydratés abondent-ils : on trouve dans cette zone la serpentine, le talc, les épidotes, les chlorites, la séricite.

B. — APPLICATION DE LA CLASSIFICATION DE GRUBENMANN AUX GNEISS DES VOSGES.

LES GNEISS DES VOSGES APPARTIENNENT A LA SÉRIE PROFONDE. — Rappelons en premier lieu que, en les décrivant, nous n'avons eu à faire aucune distinction fondamentale dans le groupe des gneiss des Vosges d'Alsace. Les gneiss de Sainte-Marie, comme ceux d'Urbeis, montrent une grande homogénéité de composition. Nous pourrions donc embrasser d'une seule fois l'ensemble de la question.

Les roches rencontrées dans ces gneiss sont les suivantes : calcaires à silicates magnésiens (calcite, diopside, pargasite, phlogopite, forstérite) ;

pyroxénites, (diopside, plagioclases basiques) ;

amphibolites (hornblende, plagioclases basiques) ;

gneiss plagioclasiques (plagioclases, biotite, cordiérite, sillimanite, grenat almandin) ;

gneiss granitiques (feldspaths alcalins, biotite, accessoirement aussi muscovite).

La comparaison de cette liste de minéraux à celle du tableau donné plus haut suffit à laisser constater qu'ils appartiennent tous et sans aucune exception à la zone profonde.

La structure granoblastique est d'autre part la structure nettement dominante des gneiss des Vosges : c'est aussi celle qui caractérise cette même zone profonde.

Nous pouvons donc conclure que nos gneiss appartiennent à la série profonde ; en d'autres termes, ce sont des catagneiss.

LES GNEISS DES VOSGES APPARTIENNENT A LA PARTIE SUPÉRIEURE DE LA SÉRIE PROFONDE. — Si l'on compare avec plus d'attention la liste des minéraux rencontrés et celle des minéraux typiques des catagneiss, on remarque un fait singulier et sur lequel j'ai déjà antérieurement appelé l'attention (1).

(1) Page 83.

Alors que les calcaires cristallins sont en abondance, il n'existe aucun silicate purement calcique, tel que la wollastonite, le grenat grossulaire, les wernérites ; seuls se montrent, avec la calcite, les minéraux essentiellement magnésiens ou calco-magnésiens.

Le paradoxe ne se résout que par l'étude plus approfondie des phénomènes qui se développent au cours du métamorphisme d'un calcaire dolomitique dans la zone profonde.

L'intérêt que présentent les calcaires métamorphiques à silicates magnésiens a été signalé pour la première fois par le pétrographe anglais J. H. TEALL (1), qui a montré qu'ils devaient être considérés comme des calcaires dolomitiques dédolomitisés.

Chaufions en effet avec précaution un fragment de dolomie. La dolomie sera dissociée, mais en deux temps. Tout se passera comme si nous avions un mélange de carbonate de chaux et de carbonate de magnésie. Le carbonate de magnésie se dissocie dès la température de 402°, le carbonate de chaux à celle de 898° seulement ; il existera donc à l'état stable, dans l'intervalle compris entre les deux températures, un mélange de carbonate de chaux et d'oxyde de magnésie :



La dolomie aura été sous nos yeux dédolomitisée.

A une température supérieure à celle de 898°, le carbonate de chaux se dissociera à son tour et le résultat obtenu sera un mélange d'oxydes :



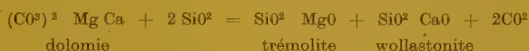
Il en est bien ainsi dans la nature : les travaux de HARKER (2) sur les roches de l'île de Skye montrent qu'une dolomie peut effectivement se dissocier en calcite et brucite.

Dans les zones profondes du métamorphisme qui nous intéressent seules ici, le mécanisme du phénomène est quelque peu différent. L'opération qui s'effectue n'est pas la simple dissociation,

(1) J. H. TEALL, *Geol. Mag.*, décade IV, t. X, 1903, p. 513.

(2) HARKER, *The Tertiary Igneous Rocks of Skye*, *Mem. Geol. Survey United Kingdom*, 1904, p. 144.

empêchée par la haute pression qui règne, mais une décomposition des carbonates par la silice. Cette décomposition peut donner lieu par exemple aux réactions successives ci-après :



La première réaction conduit à des calcaires et gneiss à minéraux magnésiens du type de ceux des Vosges ; la seconde à des calcaires et gneiss à minéraux calciques, tels qu'ils abondent dans d'autres massifs cristallophylliens, en particulier dans la Forêt-Noire.

Or nous constatons que la répartition des deux types de calcaire cristallin a un caractère absolument régional ; et que l'un et l'autre types se trouvent dans la zone nettement profonde, associés aux gneiss feldspathiques à sillimanite, cordiérite et autres.

Il en résulte donc que dans cette zone profonde doivent être distinguées deux sous-zones : l'une supérieure, où seule la magnésie est silicatisée ; l'autre inférieure, où la chaux l'a été également.

Et nous concluons de là que les gneiss des Vosges appartiennent à la partie supérieure de la zone profonde.

## 9. PÉRIDOTITES ET SERPENTINES DES GNEISS.

### A. — PRINCIPAUX GISEMENTS.

RÉPARTITION DES MASSIFS. — Les gneiss des Vosges contiennent un grand nombre de petits massifs de péridotite plus ou moins serpentinisée (1).

Ce sont les lentilles interstratifiées, épaisses de quelques dizaines de mètres, longues parfois d'une centaine et très inégalement réparties.

Dans certaines régions elles se rencontrent en essaims serrés ; ailleurs elles sont rares ou absentes. Les groupements les plus importants se trouvent l'un dans la partie méridionale des gneiss de Sainte-Marie autour du Bonhomme, l'autre au nord de Remiremont. La carte (fig. 3) montre leur répartition et leur localisation dans les gneiss.

Les serpentines des Vosges ont déjà fait l'objet de nombreuses recherches. Nous possédons à leur sujet un mémoire de DELESSE [63], plein de détails, mais aujourd'hui vieilli et auquel le progrès ultérieur des connaissances a fait perdre beaucoup de son intérêt. WEIGAND [94] s'est plus spécialement occupé des serpentines d'Alsace dans une note où se sont révélées d'assez nombreuses inexactitudes. Les serpentines du Rauhenental ont été plus récemment étudiées : par deux auteurs anglais, BONNEY et RAISIN [133, 155, 173], puis par RHEIN [176] ; les conclusions

---

(1) Les serpentines du Culm, qui posent des problèmes différents et appartiennent à une autre famille pétrographique, seront examinées dans une autre section (p. 291).

de cette dernière étude peuvent être considérées comme résultats définitivement acquis.

SERPENTINE DU RAUVENTAL. — Le Rauhental est un vallon situé au sud-est d'Échery dans la vallée de Sainte-Marie. La serpentine qui s'y trouve est maintenant parfaitement connue au point de vue minéralogique, grâce au mémoire de RHEIN.



FIG. 3. — RÉPARTITION DES SERPENTINES ET DES PÉRIDOTITES DANS DES GNEISS.

|                      |                          |                     |
|----------------------|--------------------------|---------------------|
| 1 Sainte-Croix       | 10 Xettes                | 19 Sainte-Sabine    |
| 2 Rauhental          | 11 Arrentées de Corcieux | 20 Charmes          |
| 3 Col des Bagenelles | 12 Col de Pertuis        | 21 Saint-Etienne    |
| 4 Col des Bagenelles | 13 Le Tholy              | 22 Bois-Noi         |
| 5 Noires-Roches      | 14 Champdray             | 23 Ranfeing         |
| 6 Faurupt            | 15 Jussarupt             | 24 Les Goujaux      |
| 7 Narouel            | 16 Le Houx               | 25 Granges de Moury |
| 8 Martinpré          | 17 Cleurie               | 26 Granges du Frêne |
| 9 Nayemont           | 18 La Mousse             | 27 Trou-Vautier     |

Les plaques minces de la roche montrent, dans la masse de substance chloriteuse et serpentineuse, des traces d'éléments primaires : olivine et amphibole, parfois bronzite, plus rarement



diopside (salite). De très petits grains disséminés sont de la magnétite, du spinelle picotite, très rarement du grenat. La serpentine dérive donc d'une périclase à hornblende ou cortlandtite.

L'amphibole se présente en cristaux d'un vert très clair ; elle constitue parfois, à elle seule, des traînées et des nodules inclus dans la serpentine. Ces nodules ont été pris à tort pour des traces d'amphibolite. L'amphibole est presque incolore et non polychroïque. Les résultats de l'analyse qu'en a faite RHEIN permettent de la rapprocher du groupe des édenites, dont elle a la faible teneur en fer et en alumine :

|                                |              |
|--------------------------------|--------------|
| SiO <sup>2</sup>               | 51.60        |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 5.04         |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 2.84         |
| Fe O                           | 4.67         |
| CaO                            | 10.28        |
| MgO                            | 23.75        |
| H <sup>2</sup> O               | 1.84         |
|                                | <hr/> 100.00 |

Les minéraux secondaires de la roche sont la serpentine et diverses variétés de chlorite.

La serpentine provient en majeure partie de la décomposition et de l'hydratation de l'olivine ; mais l'amphibole est, elle aussi, susceptible de se transformer en serpentine quoique plus rarement. Dans ce cas la serpentinisation se développe progressivement à partir des clivages ; les lamelles de serpentine sont orientées sur eux de sorte que la roche, entièrement transformée, continue de présenter le réseau de losanges à angle obtus de 124° qui caractérise les sections d'amphibole.

L'amphibole contient un peu d'alumine et la serpentine qui en dérive n'en contient pas : l'alumine a donc été éliminée. Elle a sans doute pris part à la constitution de la chlorite secondaire, qui est remarquablement abondante.

La chlorite est de composition assez variable ; au point de vue minéralogique elle n'appartient cependant qu'à deux espèces.

La pennine est la plus abondante des deux ; l'autre, le clinocllore, n'est qu'accidentel. Les deux espèces se distinguent facilement par leurs propriétés optiques : la pennine est uniaxe et d'allongement négatif ; le clinocllore est biaxe, d'allongement positif, et il montre des teintes anormales, bleuâtres, de polarisation.

La composition minéralogique actuelle de la roche s'explique d'après RHEIN de la manière suivante. L'olivine se transforme en serpentine à la manière normale, par élimination d'une certaine quantité de magnésie ; cette magnésie agissant sur l'amphibole à l'état de solution, s'y fixe en provoquant la serpentinitisation ; en se serpentinisant l'amphibole perd son alumine qui prend part à la constitution des chlorites.

La serpentine du Rauhental a, d'après RHEIN, la composition suivante :

|                                |       |
|--------------------------------|-------|
| SiO                            | 36.94 |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 1.24  |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 6.87  |
| FeO                            | 3.96  |
| CaO                            | 1.39  |
| MgO                            | 36.02 |
| H <sup>2</sup> O               | 13.09 |
|                                | —     |
|                                | 99.62 |

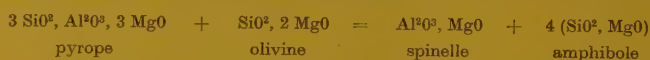
SERPENTINE DE SAINTE-CROIX. — De la serpentine du Rauhental peut être rapprochée celle qui apparaît isolée au sud-est de Sainte-Croix, sur le chemin de Timbach. Elle montre les mêmes concentrations d'amphibole incolore, atteinte secondairement par la serpentinitisation(1). Dans certaines parties la serpentine est presque entièrement remplacée par le talc.

PÉRIDOTITE A AMPHIBOLE DU COL DES BAGANELLES. — Au col des Bagenelles qui s'élève entre Sainte-Marie-aux-Mines et le Bonhomme se trouvent, à une centaine de mètres à l'est de la route, plusieurs pointements d'une péridotite qui, différant de celle du Rauhental, est peu serpentinisée. Le microscope y montre l'olivine très abondante, quelques cristaux d'amphibole édenite

(1) Planche V, figure 6.

colorée en brun par un peu de chrome, rarement de l'hypersthène et du diopside. Une particularité remarquable est la présence de petits nodules microscopiques formés par des interpénétrations curieuses de spinelle picotite et d'amphibole (1). Les pinelle et l'amphibole sont parfois en grains juxtaposés ; le plus souvent ils sont étroitement syneristallisés, à la manière des myrmékites ; ils sont, suivant l'expression récemment créée par J. J. SEDERHOLM (2), synanthétiques. Le spinelle est alors inclus en gouttes ou en digitations qui donnent au nodule un aspect spongieux.

Les nodules sont de section toujours circulaire ; ils doivent sans aucun doute être considérés comme d'anciens grenats et pyropes transformés en une variété particulière de kélyphite. BECKE (3) a depuis longtemps expliqué la formation de cette kélyphite, par l'action du magma péridotique sur les grenats formés dans un premier temps de cristallisation :



Les nombreux pointements de péridotites rencontrés dans la région du Bonhomme et portés sur la carte, ne diffèrent de ceux du col des Bagenelles que par une teneur plus ou moins grande en amphibole et par l'état plus ou moins avancé de la serpentinitisation.

Donnons pour terminer le résultat de l'analyse d'une serpentine du Bonhomme d'après WEIGAND.

|                                |        |
|--------------------------------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 41.13  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.84   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3.86   |
| FeO                            | 2.77   |
| MgO                            | 41.88  |
| H <sub>2</sub> O               | 10.88  |
|                                | —      |
|                                | 101.36 |

(1) Planche V, figures 4 et 5.

(2) J. J. SEDERHOLM. On synanthetic minerals. *Bull. Comm. Geol. Finlande* N° 48, 1916.

(3) BECKE, *Tschermaks Min. Petr. Mitteilungen*, 1886, p. 253.

## PÉRIDOTITES ET SERPENTINES DES VOSGES LORRAINES. —

J'ai examiné, pour les comparer à celles d'Alsace, quelques serpentines autrefois décrites par DELESSE et provenant de différents gisements des Vosges lorraines.

*Nayemont* (près Gérardmer). — La roche est une péridotite partiellement serpentinisée, contenant un peu d'amphibole et de diopside. Elle diffère surtout des péridotites d'Alsace par la présence de gros grenats atteignant un à deux centimètres, transformés secondairement en agrégats spongieux de spinelle picotite et d'amphibole brunâtre (kélyphite). L'amphibole a tendance à inclure sous une structure pœcilitique les vermicules de spinelles.

*Narouël*. — Le diallage est beaucoup plus abondant que l'amphibole qui est cependant toujours présent avec ses mêmes caractères.

Des taches rondes très abondantes sont des grenats kélyphitisés. Le mélange de spinelle et d'amphibole est très grenu vers la périphérie du grenat, homogène au contraire et fibreux vers le centre. Il s'y adjoint en outre des cristaux relativement gros de diallage. Le spinelle se présente en petits octaèdres, d'un rouge cuivré tout à fait semblable à celui de l'amphibole. Celle-ci se distingue cependant par son polychroïsme intense dans des tonalités rouges, qui lui sont d'ailleurs peu habituelles : cette coloration doit être attribuée à la teneur en chrome.

D'après DELESSE la composition de la kélyphite contenue dans la péridotite de Narouël est la suivante :

|                                |             |
|--------------------------------|-------------|
| SiO <sup>2</sup>               | 41,56       |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 19,84       |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 10,17       |
| Cr <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 0,35        |
| MgO                            | 22,00       |
| CaO                            | 4,25        |
| Perte au feu                   | 1,58        |
|                                | <hr/> 99,75 |

*Gérardmer*. — Un échantillon de serpentine de la collection de l'Institut des Sciences géologiques de Strasbourg, porte comme indication de provenance le nom de Gérardmer. Il s'agit probable-

ment de la serpentine de la colline des Xettes qui domine la ville. La roche est du même type que la roche du col des Bagenelles, avec petits grenats microscopiques uniformément disséminés et transformés en kélyphite. Le fer chromé constitue une poussière noire très abondante.

*Cleurie.* — La pâte contient à la fois de l'amphibole et du diallage. La kélyphite se présente en sphérolites à fibres très minces, qui entre nicols croisés s'éteignent par secteurs.

Des serpentines provenant de *Saint-Etienne* et de *Champdray* ont le même aspect et la même composition.

*Les Gougeots* (ou *Goujaux*). — La péridotite de cette localité est peu serpentinisée ; elle a été analysée par DELESSE, et a montré une grande ressemblance avec la péridotite du Col des Bagenelles :

|                                                                                  |        |
|----------------------------------------------------------------------------------|--------|
| SiO <sup>2</sup>                                                                 | 42.26  |
| AlP <sup>2</sup> O <sup>3</sup> —C <sup>2</sup> O <sup>3</sup> —MnO <sup>2</sup> | 1.51   |
| FeO                                                                              | 7.11   |
| CaO                                                                              | 0.80   |
| MgO (diff.)                                                                      | 38.90  |
| P. F.                                                                            | 9.42   |
|                                                                                  | <hr/>  |
|                                                                                  | 100.00 |

Cette analyse de date ancienne ne prête peut-être qu'à une confiance limitée. Elle permet cependant de constater la similitude de composition des péridotites à gros grenats de la région de Remiremont et des péridotites du Bonhomme.

*Col de Pertuis.* — La serpentine du col de Pertuis près de Liézey (1) montre un mode de décomposition particulier, déjà signalé par DELESSE. Le grenat y est intégralement remplacé par une chlorite qui, à l'examen de lames minces, peut être déterminée comme un clinochlore identique à celui de la serpentine du Raumental. D'après DELESSE cette chlorite serait chromifère ; en fait elle contient assez de poussière de fer chromé pour expliquer sa composition.

(1) La serpentine de Liézey a fait l'objet, outre les études de DELESSE, d'une note de von LASAUX [108].

A. Clinocllore de la serpentine de Rauhental d'après RHEIN.

B.. Chlorite pseudomorphosant le grenat de la serpentine du Col de Pertuis.

|                                | A      | B      |
|--------------------------------|--------|--------|
| SiO <sup>2</sup>               | 37.70  | 33.23  |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 12.86  | 14.78  |
| Cr <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | —      | 1.49   |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 1.53   | 6.28   |
| FeO                            | 3.78   | —      |
| MnO                            | .      | 1.39   |
| MgO                            | 29.90  | 30.76  |
| CaO                            | 4.39   | 1.86   |
| P. F.                          | 11.90  | 10.21  |
|                                | 100.16 | 100.00 |

La pâte de la roche ne contient pas trace de cette chlorite, rassemblée dans le périmètre exclusif des anciens grenats; au contraire cette pâte serpentineuse renferme en grande quantité des aiguilles très fines d'amphibole. Il semble qu'il s'agisse plutôt là d'une actinote d'origine secondaire que d'une hornblende contemporaine de l'olivine.

#### B. — AGE ET ORIGINE.

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES PÉRIDOTITES DES GNEISS DANS LES VOSGES. — La comparaison qui vient d'être faite des péridotites provenant des gneiss des Vosges de régions diverses, depuis Sainte-Croix jusqu'à Remiremont, montre que l'on ne peut reconnaître dans l'ensemble de ces roches des subdivisions nettement tranchées. Toutes appartiennent sans aucun doute à une même série pétrographique, où peuvent tout au plus être distinguées des nuances qui se fondent d'ailleurs les unes dans les autres.

Les serpentines du Rauhental et de Sainte-Croix dérivent de véritables cortlandtites, riches en amphibole édenite verdâtre ou incolore; le pyroxène y joue un rôle accessoire. La kélyphite fait défaut; aucun minéral chromé n'y apparaît.



Les péridotites du Bonhomme offrent un moindre développement de l'amphibole et celle-ci est légèrement colorée en brun. La kélyphite apparaît en petits grains microscopiques.

Enfin les péridotites et serpentines lorraines montrent une grande abondance de gros grenats kélyphitisés en picotite et hornblende brun-rouge. La pâte contient de l'amphibole brune, du diallage et accessoirement de l'hypersthène. Les types extrêmes sont des lherzolites.

Pourquoi l'alumine s'individualise-t-elle tantôt sous la forme de hornblende, tantôt sous la forme de grenat, cela n'apparaît pas clairement. Il semble cependant que le grenat ne se soit formé que dans des magmas contenant un peu de chrome, comme le trahit la couleur rouge de l'amphibole.

AGE DES PÉRIDOTITES DES GNEISS. — Reste à résoudre la question de l'âge de ces intrusions.

D'après VON SEIDLITZ, les roches vertes des Vosges auraient été injectées suivant des lignes de grande dislocation hercyniennes. L'hypothèse ne peut être acceptée pour les serpentines des gneiss, qui sont disséminées d'une manière indépendante de toute surface de chevauchement. Elle paraît au premier abord plus vraisemblable en ce qui concerne les péridotites du Culm de la vallée de la Thur ; mais là aussi une observation plus étroite montre que les serpentines sont associées à des gneiss, dans des klippes intercalées par un procédé mécanique entre les terrains primaires.

Que reste-t-il à dire de précis sur la question ?

La venue des péridotites est certainement antérieure à l'intrusion du granite porphyroïde, donc antérieure à la période de métamorphisme post-dinantienne : la répartition des pointements des péridotites, qui sont groupés uniquement dans les affleurements de gneiss à l'exclusion des vastes aires granitiques, suffit à en convaincre. La seule exception peut-être est celle de la serpentine des Xettes près de Gérardmer ; mais les conditions de gisement n'en sont pas bien connues : il est possible que la

roche verte soit intercalée dans un gneiss granitoïde et non dans le granite vrai.

Il semble même, mais la chose est moins évidente, que l'intrusion des péridotites soit antérieure au dépôt des sédiments dévono-dinantiens. Aucune péridotite n'est en effet injectée dans les massifs primaires, où cependant les intrusions éruptives sont si largement développées ; les serpentines intercalées dans le Culm de la vallée de la Thur ne forment à cette règle qu'une apparente exception, puisqu'elles n'existent qu'à l'état de klippes de caractère purement tectonique ; et là même certains faits viendraient à l'appui de notre thèse, puisque les klippes du Talhorn et de Treh contiennent des gneiss associés à la serpentine.

A notre avis donc, les péridotites appartiennent à la série antédévoniennne et, conformément à la loi générale, leur intrusion dans les gneiss doit dater de l'enfouissement profond qui a permis le métamorphisme régional.

ORIGINE DES PÉRIDOTITES DES GNEISS. — Les péridotites des gneiss ont nettement le caractère de roches intrusives. Cependant on peut se demander s'il n'y faudrait pas voir le produit du métamorphisme de roches sédimentaires magnésiennes.

Cette explication a été proposée par M. LONGCHAMON (1) pour les lherzolites pyrénéens, qui seraient le produit du métamorphisme de calcaires dolomitiques.

L'hypothèse ne peut être acceptée pour les Vosges. Nous avons vu que, le cas des gneiss granitiques mis à part, les modifications de composition des roches métamorphiques sont toujours relativement faibles : les calcaires à forstérite, qui étaient à l'origine des dolomies et calcaires dolomitiques, ont conservé à peu de chose près leur composition primitive. L'explication supposerait donc que parmi les lentilles dolomitiques une partie

---

(1) M. LONGCHAMON, Contribution à l'étude du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées orientales et ariégeoises. *Bull. Serr. Carte Géol. Fr.* XXI, N° 131, 1912.

seule aurait perdu la chaux en totalité et acquis du fer et du chrome : mais comment admettre une émigration de chaux dont on ne trouve nulle trace aux environs des gisements, et sous quelle forme imaginer l'apport du chrome ?

L'application aux Vosges de la théorie de LONGCHAMBON, sans rien expliquer, soulèverait une série de problème insolubles. La conception traditionnelle de l'injection magmatique reste donc celle qu'il faut rallier.

---

## II. LES SCHISTES SÉRICITEUX ET LES MICASCHISTES.

### 1. ÉLÉMENTS DU TERRAIN SCHISTEUX.

#### A. — RÉPARTITION.

EXTENSION DU TERRAIN SCHISTEUX. — La série stratigraphique des schistes sériciteux et des micaschistes se rencontre exclusivement dans les Vosges moyennes. Elle y constitue une large bande qui traverse les Vosges en écharpe, d'Andlau jusqu'à Saales. Les petits lambeaux de schistes violacés, connus dans le département des Vosges (1) à Brasfosse, au nord de Provenchères et à Saint-Michel-sur-Meurthe, appartiennent peut être au prolongement de cette bande vers l'ouest ; encore l'attribution de ces lambeaux à la série antédévoniennne reste-t-elle une simple hypothèse.

Vers le nord la bande schisteuse confine sur toute sa longueur au massif granitique du Champ-du-Feu ; partout le granite l'y coupe et la métamorphose, sauf en un seul point où les schistes touchent le Dévonien, sur les pentes méridionales du mont Sainte-Odile. Le métamorphisme a malheureusement détruit toute trace de stratification et l'on ne peut reconnaître si la série antédévoniennne et la série dévono-dinantienne sont ou non en discordance.

(1) CHENUT [137 *bis*. 138 *bis*]. Voir aussi la feuille Lunéville de la Carte géologique à 1 : 80 000. Ces lambeaux appartiennent certainement pour partie au Dévonien, et c'est comme tels qu'ils sont figurés sur la carte jointe à ce mémoire.

Les affleurements sont d'ailleurs extrêmement defectueux et sous la forêt qui couvre les pentes de la montagne le contact précis des roches n'est nulle part visible.

Vers le sud la bande schisteuse est bordée par les gneiss d'Urbeis entre Lalaye et Colroy-la-Grande. Le contact est, comme nous le verrons, un contact purement tectonique, il ne peut indiquer que d'une façon très vague la position stratigraphique des schistes.

SUBDIVISION DE L'ENSEMBLE. — Les relations que l'on observe sur le terrain entre ces schistes et les formations voisines, indiquent seulement que les schistes sont antérieurs au Dévonien et postérieurs aux gneiss. Comme pour les gneiss, c'est le faciès lithologique seul qui définit l'individualité du complexe. Nous verrons plus loin que les schistes sont le sommet d'une série métamorphique continue dont les gneiss constituent la base. C'est là tout ce qu'il est possible d'affirmer, car l'absence de fossiles ne laisse déterminer avec précision l'âge d'aucun terme de la série. L'âge probable seul peut être déduit, et encore avec plus ou moins d'approximation, de la comparaison avec des terrains analogues mais mieux datés de régions voisines.

Les plus anciens géologues vosgiens avaient reconnu l'individualité de cette série. VOLTZ [19] distinguait déjà nettement les schistes de la région de Villé des terrains primaires de la vallée de la Bruche. Plus tard ÉLIE DE BEAUMONT [34] assimila ces couches au terrain cambrien de la Bretagne, et celles de la vallée de la Bruche au Dévonien ardennais (assimilation d'ailleurs conforme à celle que l'on admet aujourd'hui). DAUBRÉE [55 *bis*] tenta de confirmer la vue tout intuitive d'ÉLIE DE BEAUMONT par l'appui d'arguments précis ; mais les considérations qu'il a développées à cet effet sont de caractère archaïque et de peu de valeur.

ROSENBUSCH a entrepris plus tard l'étude détaillée de ces schistes dans le mémoire classique qu'il a consacré au métamorphisme de contact des schistes de Steige près des granites d'Andlau et du Champ-du-Feu [101].

Il a distingué deux groupes de schistes, formant deux bandes parallèles entre Andlau et Saales ; au nord, les Schistes de Steige, schistes ardoisiers fins, violets ou rougeâtres ; au sud, les Schistes de Villé, plus grossiers et plus cristallins que les précédents et rappelant dans leur ensemble les quartzophyllades ardennais.

Plus tard COHEN, dans son mémoire sur le Val-de-Villé [137], mit nettement en évidence le fait que les Schistes de Villé passent à leur base à des micaschistes et à des quartzites, fait déjà signalé d'ailleurs par les plus anciens auteurs.

Ces micaschistes et quartzites, peu développés en Alsace, prennent à Lubine (Vosges), au sud de Saales, un développement bien plus important ; ils méritent par là d'être considérés comme un groupe particulier de la série, au même titre que les Schistes de Steige et les Schistes de Villé. Je les appellerai, du nom de la localité où leur développement peut être pris pour type, les Micaschistes de Lubine : le terme micaschiste est ici employé comme un nom d'étage pour désigner tout le complexe où dominent les roches de ce genre ; en fait et dans le détail l'intercalation de roches diverses subordonnées y est, comme nous le verrons, fréquente.

## B. — SCHISTES DE STEIGE.

CARACTÈRES DES SCHISTES DE STEIGE. — Les Schistes de Steige ont été décrits par ROSENBUSCH [101] d'une manière assez complète pour qu'il ne reste aucun trait de quelque importance à y ajouter. La roche est extrêmement constante de composition et d'aspect ; c'est un schiste ardoisier fin se débitant assez régulièrement en lames. Sa couleur, généralement violette, est parfois rouge, d'autres fois noirâtre. Çà et là, par exemple en amont de Steige, le fond rouge est tacheté de flammes verdâtres.

Par l'effet d'une silicification secondaire, le schiste perd quelquefois sa fissilité et passe à une sorte de quartzite le plus souvent charbonneux. Le quartz se présente aussi en remplissage de poches et de fissures, dans les régions où l'on observe des courbements de strates. L'abondance de ces accumulations de



quartz laiteux augmente avec l'éloignement du granite ; elle atteint son apogée au voisinage du contact des schistes de Villé, surtout dans la région du Climont.

On n'observe dans tout le domaine des Schistes de Steige ni trace de fossiles ni intercalation de calcaire. Cependant ROSENBUSCH a découvert près de Truttenhausen et décrit une cornéenne à silicate calcaïque, qui ne peut être qu'un calcaire impur métamorphique. Sauf cette exception l'uniformité du faciès schisteux est générale.

Les plaquettes de schiste montrent à leur surface un très fin plissement ; mais ils n'offrent pas le clivage ardoisier proprement dit, clivage transversal à la stratification.

Observés au microscope, les Schistes de Steige se montrent formés de très petites lamelles de séricite et de grains de quartz ; la présence de chlorite est assez constante. Le pigment colorant est l'oligiste mêlé d'une proportion variable de matière carbonneuse. Voici d'après ROSENBUSCH le résultat de l'analyse d'un de ces schistes, provenant de la vallée du Lingolsbach près de Hohwald :

|                                |        |
|--------------------------------|--------|
| Si O <sup>2</sup>              | 57,42  |
| Ti O <sup>2</sup>              | 0,12   |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 27,32  |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 8,16   |
| Fe O                           | 0,79   |
| Mg O                           | 0,89   |
| Ca O                           | 0,66   |
| K <sup>2</sup> O               | 3,26   |
| Na <sup>2</sup> O              | traces |
| H <sup>2</sup> O               | 2,77   |
|                                | <hr/>  |
|                                | 101,39 |

Cette composition est celle d'un schiste ardoisier banal.

Les schistes contiennent parfois de petites intercalations de diabase extrêmement altérée ; d'après ROSENBUSCH cette roche est identique au leucophyre étudié par GUEMBEL dans le Fichtelgebirge.

Les lentilles de diabase sont intercalées dans les schistes en une trainée que l'on peut suivre depuis le sud de Bourg-Bruche, par Ranrupt, Steige et Breitenbach, jusqu'à la vallée de Dudenbach près d'Andlau. Leur présence n'est le plus souvent décelée que par les fragments qui jonchent la surface du sol.

#### C. — SCHISTES DE VILLÉ.

CARACTÈRES DES SCHISTES DE VILLÉ. — Les schistes sériciteux situés au sud des Schistes de Steige ont été appelés par Rosenbusch schistes cristallins du Val de Villé ou plus brièvement, Schistes de Villé, bien qu'ils n'existent pas aux abords immédiats de la localité de ce nom. Les Schistes de Villé diffèrent nettement des Schistes de Steige par le développement de grandes lamelles de séricite, secondairement cristallisée, qui leur donnent un aspect lustré tout à fait caractéristique. Le clivage ardoisier fait défaut. Mais la stratification est marquée par l'alternance de lits quartzeux et de lits micacés; elle montre l'effet des plissements et petits plissements, d'extrême intensité, que l'on constate particulièrement bien aux rochers de la chapelle d'Albé dans le Val-de-Villé.

La micrographie des Schistes de Villé a été poursuivie d'une manière très minutieuse par COHEN [137] qui a décrit les différents types de la roche.

Ce sont, dans l'ensemble, des phyllades (1) plus ou moins quartzitiques ou micacés, dont la séricite est développée en des surfaces luisantes d'un gris verdâtre. Le microscope montre un mélange de quartz et de muscovite en grandes membranes, qui forme un fond parsemé de granules de matière charbonneuse et de minerais opaques.

La tourmaline en petits prismes très allongés est très abondante, par exemple aux environs de Charbes et Lubine. L'aspect

---

(1) Le terme allemand phyllite, créé par NAUMANN pour les schistes grossiers très sériciteux, et employé par COHEN pour définir les Schistes de Villé, peut être considéré comme l'équivalent du nom de phyllades, couramment employé pour les roches ardennaises.

et la répartition de ces petits prismes, leur groupement local en sorte de nids et leur rareté partout ailleurs montrent qu'ils doivent être considérés non comme des éléments détritiques, mais comme s'étant formés dans la roche en place.

Parfois et surtout dans la région entourant le Climont, à Charbes, Blanc-Noyer, le Hang, les schistes ont un aspect particulier : ils sont durs, quartzitiques, peu micacés. COHEN leur donnait le nom de Schistes de Villé modifiés. Le nom n'est pas justifié car aucune raison n'existe de considérer une telle composition comme secondaire et non comme un faciès primitif un peu différent du faciès ordinaire.

Certaines variétés, à Maisongoutte, à Lubine, sont extrêmement riches en matière charbonneuse, et montrent en même temps une forte teneur en pyrite. Les variétés à la fois charbonneuses et calcaires sont également répandues.

Enfin à Lubine, au voisinage des micaschistes, les Schistes de Villé sont uniquement constitués par du mica en grandes lamelles étirées et tordues. Le quartz n'apparaît qu'en lentilles et en filons. La pigmentation habituelle charbonneuse s'y retrouve, mais à cela s'ajoute une grande abondance de petits grains très réfringents, qui sont tantôt du rutile, tantôt de l'anatase, de l'épidote, ou encore des produits mal définis rappelant le leucoxène.

PORPHYROÏDE DU HANG. — Les Schistes de Villé contiennent, près de la ferme du Hang à l'ouest du Climont et à la limite des Schistes de Steige, des roches dures qui y sont intercalées sous une épaisseur de 70 mètres, et font saillie dans le relief du terrain. Ces roches sont, ainsi que COHEN l'avait reconnu [137], du microgranite complètement transformé en mica séricite. La roche se rapproche du type de certains porphyroïdes des Ardennes et de la Vendée (1).

La simplicité de la structure et de la composition rend la description rapide : dans une pâte entièrement constituée par

(1) J. DE LAPPARENT. Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises, *Bull. Soc. Fr. Min.*, XXXII, 1909, p. 174.

un feutrage de séricite et qui ne laisse rien reconnaître de la structure primitive se trouvent des cristaux de quartz bipyramidés, corrodés à la manière des phénocristaux des microgranites.

A la différence des porphyroïdes typiques de la Windgälle<sup>1</sup> de la Vendée et de la Dordogne, la roche du Hang ne montre aucune trace de cataclase ou de laminage.

Quel était l'âge du microgranite primitif qui a donné naissance aux porphyroïdes, et quelle fut la cause de sa transformation en séricite ?

Deux opinions s'opposent qu'aucun argument décisif n'a jusqu'ici été susceptible de départager.

Une première hypothèse suppose que le microgranite était hercynien, c'est-à-dire lié à la période de plissement et de métamorphisme carbonifère au cours de laquelle s'est produite l'intrusion des granites et des roches filoniennes des Vosges d'âge déterminé.

On connaît dans la même région, au Rosskopf, des microgranites d'aspect pétrosiliceux et à phénocristaux corrodés de quartz. Peut-être la porphyroïde du Hang est-elle le produit de la transformation d'une roche du même type.

La transformation serait due, ainsi que l'a admis J. DE LAPPA-RENT pour les porphyroïdes qu'il a étudiées, à la circulation locale d'eaux minéralisées qui auraient amené l'enrichissement en potasse révélé par la séricitisation.

Dans une seconde hypothèse le microgranite du Hang serait bien plus ancien ; il devrait son origine à des intrusions anté-dévoniennes dans les Schistes de Villé. La séricitisation, la transformation en porphyroïde serait due au léger métamorphisme général qu'accusent les Schistes de Villé.

Placé dans un milieu imprégné de solutions potassiques à la suite de la recristallisation du mica des schistes voisins, et soumis d'autre part aux conditions de température et de pression essentiellement favorables à la production du mica, le microgranite primitif a pu subir alors l'évolution chimique et minéralogique qui l'a transformé en porphyroïde.

Mais aucune raison n'existe pour entraîner l'adhésion à l'une ou l'autre interprétation et pour faire attribuer l'apport de potasse nécessaire à la séricitisation de la roche soit à la circulation locale d'eaux minéralisées, soit à un léger métamorphisme régional ayant affecté tout le complexe schisteux.

Je préfère cependant la seconde explication, parce que l'aspect de la roche est celui d'un schiste cristallin et nullement celui d'une roche altérée.

MÉTAMORPHISME DES SCHISTES DE VILLÉ. — Les Schistes de Villé ont incontestablement subi un léger métamorphisme. La roche ne montre plus sous le microscope les caractéristiques d'une roche détritique. La séricite primaire qu'on peut observer encore dans les Schistes de Steige, est ici remplacée par les grandes lamelles de mica blanc donnant au schiste son aspect cristallin. Les grains de quartz, nourris et cimentés par de la silice nouvelle, ne montrent qu'une mosaïque de cristaux juxtaposés.

COHEN a signalé aussi que les innombrables aiguilles de rutile, qui dans les schistes ardoisiers constituent ce que l'on appelle les cheveux hachés, se groupent dans les schistes de Villé en petits microlithes bien individualisés. Enfin la présence de tourmaline certainement secondaire, et qui est d'autant plus abondante que la roche est plus cristalline, est particulièrement caractéristique de l'action d'un léger métamorphisme général. Cette action fut d'ailleurs inégalement répartie. Le métamorphisme resta faible dans la région de Villé et d'Andlau, où le schiste conserve l'aspect qui est le sien à la chapelle d'Albé ; il s'accrut vers le sud et atteignit son plus haut degré au voisinage des écaillés de micaschistes à Urbeis et surtout à Lubine.

La cristallisation varie de manière si continue qu'il est parfois difficile, à la seule vue de l'échantillon, de distinguer certains Schistes de Villé de certains micaschistes. Un critère s'offre ce pendant à l'examen au microscope : le micaschiste vrai est un peu feldspathique, les Schistes de Villé sont uniquement

quartzitiques (1). De plus la matière charbonneuse et le rutile du schiste sont, dans le micaschiste, respectivement remplacés par le graphite en petites lamelles brillantes et par l'anatase.

Ce sont donc de menues différences qui permettent de distinguer les plus cristallins des Schistes de Villé des moins cristallins des micaschistes. La cristallinité est d'ailleurs dans tous les cas suffisante, comme l'a fait remarquer ROSENBUCH, pour que dans la région d'Andlau le schiste n'ait subi aucune modification au voisinage du granite.

En résumé le fait essentiel de ce métamorphisme a été la large cristallisation du mica séricite ; cela permet de dire que les Schistes de Villé appartiennent à la série supérieure de l'échelle de GRUBENMANN, celle des épigneiss.

#### D. — MICASCHISTES DE LUBINE.

##### a) Aperçu sommaire sur la disposition des Micaschistes de Lubine.

Je donne le nom de série des Micaschistes de Lubine à la série cristallophyllienne qui apparaît morcelée en écailles, entre la base des Schistes de Villé et le sommet des gneiss. Cette série comprend, comme on le verra, une assez grande variété de types de schistes cristallins, mais qui appartiennent tous à la série moyenne de GRUBENMANN et qui répondent par suite assez exactement à ce que l'on avait appelé l'étage des micaschistes. Les micaschistes constituant le terme dominant de la série, leur présence est la caractéristique des terrains métamorphiques de Lubine : c'est donc par leur nom que je désignerai l'ensemble.

Le structure de la région est extrêmement complexe et l'interprétation en sera abordée plus loin. Je donnerai d'abord la description pétrographique des schistes cristallins de la série en ayant

---

(1) Cette distinction n'est pourtant pas absolue. L'emploi du procédé de BECKE avec de forts grossissements montre que dans certains cas le fond des Schistes de Villé est constitué par des grains de réfringence très différente. Le feldspath entre donc probablement pour partie dans la composition du ciment.



soin d'écarter les types qu'on peut dire mylonitisés, ceux qui avaient jusqu'ici attiré principalement l'attention des géologues. Il importe en effet avant de traiter de la mylonitisation et de la tectonique, de connaître avec toute la précision possible les terrains qui constituent la série et leurs rapports avec les Schistes de Villé et les gneiss sous le point de vue du métamorphisme.

La série constitue, dans la partie méridionale de l'aire des Schistes de Villé et à la limite nord du massif des gneiss d'Urbeis, des bandes de terrain dont les conditions particulières de gisement ont été mises en évidence, avec la plus parfaite netteté, lors du percement du tunnel de Lubine sur la nouvelle voie ferrée de Saales à Saint-Dié. Ces bandes de terrain sont des écailles d'origine tectonique au nombre de trois.

La première écaille — c'est le nom sous lequel je la désignerai par la suite — s'étend de Colroy-la-Grande à Lalaye sur près de onze kilomètres de longueur ; elle se poursuit d'ailleurs au delà, ne disparaissant à ses deux extrémités que cachée par une couverture de Permien, et l'extension totale en reste ignorée. Sa largeur est en moyenne de deux cents mètres. L'écaille est située exactement à la limite des Schistes de Villé et des gneiss d'Urbeis, ce qui lui avait fait donner par COHEN le nom imagé de Zone frontière ou Zone limite (1).

Cette première écaille contient des gneiss granitiques très durs qui font souvent des rochers saillants et des crêtes aiguës. Elle est donc très facilement suivie sur le terrain. Les meilleures coupes en sont données près d'Urbeis par les tranchées de la grand route de Provenchères à Villé, derrière le bâtiment de l'ancienne douane, et à Lubine par le vallon voisin du nouveau tunnel.

La seconde écaille se trouve à quelques centaines de mètres au nord de la précédente à l'ouest d'Urbeis. Elle est intercalée dans la masse des Schistes de Villé. Elle apparaît dans le vallon qui descend du lieu dit Harchangoutte ou Archingoutte vers

---

(1) Grenzzone.

Urbeis, et elle forme la crête appelée Droite de Faite pour s'étendre vers l'ouest, où elle recoupe le vallon du tunnel de Lubine à 400 mètres au nord de la première écaille. Elle disparaît sous le Permien à Colroy-la-Grande. COHEN lui donnait, à cause de sa ressemblance avec ce qu'il avait appelé la Zone limite le nom de deuxième Zone limite (1).

La troisième écaille enfin se montre dans les Schistes de Villé, au nord de l'écaille précédente près du lieu dit Le Mont. Elle s'élargit rapidement vers l'ouest et disparaît en grande partie sous la couverture permo-triasique du Climont. La bordure méridionale en reste cependant visible à la hauteur de la vallée de la Fave, mais dans une région très couverte par les éboulis. La troisième écaille se soude plus loin à la seconde, située au sud, et dans la coupe du vallon du tunnel les deux écailles semblent n'en former qu'une.

Il faut encore ajouter qu'à Steige, dans la région de contact des Schistes de Steige et des Schistes de Villé, se trouvent des pointements d'une roche ayant l'aspect d'un arkose mais qui est, d'après ses caractères microscopiques, une roche cristalline laminée. L'intercalation de ces pointements peut être considérée comme la preuve de l'existence, entre les Schistes de Steige et les Schistes de Villé, d'une quatrième écaille.

#### b) Première écaille.

SCHISTES CRISTALLINS (2). — Les schistes cristallins de la première écaille comprennent plusieurs termes.

(1) Zweite Grenzzone.

(2) Le percement du tunnel de Lubine, sur la voie ferrée en construction de Saales à Saint-Dié, m'a permis d'étudier une collection des roches du souterrain ou des carrières et galeries ouvertes au voisinage pour les besoins de l'entreprise. La SOCIÉTÉ DES GRANDS TRAVAUX DE MARSEILLE, chargée de l'exécution du travail, a facilité mes études dans toute la mesure possible. Je remercie particulièrement les ingénieurs de la Société, M. CASPARIS pour l'amabilité avec laquelle il a favorisé mes recherches sur le terrain, et M. MEYER qui a bien voulu se charger de recueillir méthodiquement les échantillons au fur et à mesure de l'avancement des travaux.

*Micaschistes.* — Les micaschistes constituent le terme le plus caractéristique de la première écaïlle. Médiocrement développés dans la partie alsacienne seule étudiée par COHEN, les micaschistes prennent au contraire dans la région de Lubine, en particulier dans le vallon du tunnel, une importance déjà reconnue par les anciens géologues.

Les échantillons étudiés proviennent du tunnel. Ce sont des schistes parfaitement feuilletés, formés par de grandes lames de muscovite et de biotite, celle-ci généralement chloritisée, séparant des nodules amygdaloïdes de quartz et de feldspath. Parfois, au contact des nodules, les surfaces micacées sont ponctuées de petites verrues noires qui sont du grenat almandin.

L'examen au microscope ne donne pas grande chose à ajouter à cette description. Il montre que les feldspaths sont de l'orthose et de l'oligoclase, parfois aussi de l'albite.

La présence de ce feldspath permet de distinguer les micaschistes des Schistes de Villé à aspect cristallin.

*Micaschistes graphitiques.* — Il existe des bancs de micaschistes, épais de quelques décimètres, qui sont remarquables par leur teneur en matière charbonneuse. Ces variétés ne sont nulle part bien visibles au jour ; le tunnel de Lubine en a recoupé plusieurs couches qui offrent l'aspect de l'anthracite. Lorsque les micaschistes graphitiques sont étirés et traversés par des miroirs de failles, les surfaces de ces derniers sont d'un poli achevé.

La matière charbonneuse qui colore les micaschistes n'est pas du graphite proprement dit et l'on peut s'en assurer en l'oxydant entièrement par l'acide azotique. On connaît aussi dans les Schistes de Villé des variétés charbonneuses fort semblables, donnant par étirement les mêmes surfaces polies. COHEN les a signalées dans la région de Maisongoutte et le tunnel en a également coupé.

*Micaschistes feldspathiques.* — Avec les micaschistes normaux existent des variétés d'apparence plus grenue, qui montrent

sous le microscope de gros feldspaths, généralement de l'oligoclase. L'étirement, que l'on peut observer dans toute la série des roches mais dont les effets ne sont guère sensibles dans les micaschistes normalement feuilletés, a ici généralement modifié la structure primitive de la roche. Les grains de feldspath, formant billes, ont roulé parmi les masses micacées en donnant naissance à une structure amygdaloïde caractéristique.

La modification ainsi survenue ne permet plus de reconnaître quel a été le mécanisme de la feldspathisation du schiste ; il est certain néanmoins que la feldspathisation fut en rapport avec les fines injections d'aplite grenue que l'on peut observer suivant la stratification schisteuse. L'aplite est formée de feldspaths alcalins, elle est généralement pauvre en quartz.

Par endroit se trouvent aussi d'importants filons-couches d'aplite, ayant plusieurs mètres de puissance. Ces larges masses intrusives montrent généralement un caractère de fluidité assez net, fluidité due à l'orientation des feldspaths et de la biotite qui s'y rencontrent par places. Il devient en ce cas nécessaire de désigner la roche par un nom particulier on peut l'appeler un gneiss granitique.

Dans la mesure où l'étirement permet de le constater, on reconnaît que les micaschistes simplement micacés passent progressivement à des micaschistes de plus en plus feldspathiques et finalement à l'aplite grenue. Mais les surfaces de glissement semblent s'être produites, plutôt qu'ailleurs, à la limite même des aplites dures et compactes et des micaschistes plus tendres : on n'est donc jamais sûr d'observer une série continue. Du moins est-il certain, à supposer même que la succession de roches observée résulte d'actions tectoniques, qu'il existe toute une série de termes intermédiaires entre le micaschiste et l'aplite.

**GNEISS GRANITIQUES.** — Le nom d'aplite ne peut certainement pas s'appliquer à la plus importante de ces intercalations de roche grenue, celle qui forme la partie méridionale de l'écaille au voisinage du gneiss.

Cette bande de roche, qui est la Zone limite même de COHEN, se poursuit sans interruption de Colroy à Lalaye, sous une puissance moyenne d'une centaine de mètres. Par sa duréte elle constitue une longue crête rocheuse qui tranche vivement dans la topographie plus molle des schistes et des gneiss.

Les échantillons de la roche provenant du tunnel, où cette roche se trouvait dans un état de fraîcheur remarquable, ont montré qu'aucune distinction essentielle ne pouvait être faite entre elle et l'aplite grenue des filons de puissance moindre. Mais les conditions de gisement ne sont plus celles d'une roche filonienne; de plus le passage de cette roche aux micaschistes s'effectue, ainsi qu'il a été dit, d'une manière continue; il m'a donc semblé que la roche devait être considérée plutôt comme un terme du terrain cristallophyllien que comme une roche massive. Dans une note préliminaire [215] je lui avais donné le nom de leptynite, c'est-à-dire gneiss sans mica. Mais sur l'observation que m'en ont faite d'éminents pétrographes lors de la réunion de la Société géologique de France en Alsace, j'ai reconnu que le terme de leptynite était couramment employé pour désigner des roches d'un tout autre aspect. Je donnerai donc à celle-ci le nom de gneiss granitique.

On se rappellera à ce propos que dans la section consacrée aux gneiss granitiques (1), deux types de gneiss d'origine différente ont été distingués. Un premier type, le gneiss de Trois-Épis, a été considéré comme un sédiment ayant subi une feldspathisation intense; un autre type, le gneiss granitique de Lièpvre, montre au contraire les caractères d'une aplice granitoïde injectée en puissants filons-couches. C'est à ce second type qu'appartient le gneiss granitique de la première écaille; la ressemblance avec le gneiss de Lièpvre est complète aussi bien par l'aspect de la roche que par les conditions du gisement.

Le gneiss granitique ne contient à Lubine que de l'orthose et de l'oligoclase; l'aspect d'un échantillon est celui d'une pegmatite.

---

(1) Page 147.

Mais la composition n'est pas constante ; vers Urbeis la roche s'enrichit en biotite chloritisée, tandis qu'apparaissent de très gros cristaux d'orthose. Les rochers qui portent le château du Bilstein près d'Urbeis montrent un développement caractéristique de la roche sous cet état.

COHEN a décrit en outre une très grande variété de roches provenant de la Zone limite ; mais il n'a pas distingué les variétés résultant d'une différenciation primitive et originelle, d'avec les variétés secondaires engendrées par la mylonitisation et l'altération à leurs différentes phases.

GNEISS GRANITQUES ŒILLÉS. — A la différence des gneiss granitiques de la seconde écaille que nous étudierons plus loin, les gneiss granitiques de la première écaille ont souvent une structure qui les rapproche des gneiss que nous avons appelés les gneiss œillés (1). C'est encore du tunnel de Lubine que provient le type qui va être ici décrit.

La structure de la roche peut être qualifiée, suivant la terminologie habituellement employée, de structure à résidu. Au premier aspect, la structure est nettement cataclastique : de gros cristaux d'orthose et d'oligoclase, souvent amygdaloïdes, sont alignés dans une pâte de petits fragments à extinction roulante. Une observation plus attentive montre qu'il ne s'agit pas d'une banale mylonite : tous les débris ont recristallisé, du moins ils ont été nourris et soudés les uns aux autres par du feldspath de néoformation reconnaissable à ses contours crénelés caractéristiques.

J'ai signalé des gneiss œillés semblables à Sainte-Croix et à Bois-l'Abbesse et le granite du Bilstein offre un exemple identique ; rappelons-nous que tous ces gneiss œillés ont été métamorphisés postérieurement à un premier écrasement. La même conclusion me paraît pouvoir s'appliquer intégralement aux gneiss granitiques œillés de Lubine, car on peut constater qu'ils ont subi comme les gneiss granitiques normaux la mylonitisation, non suivie de recristallisation, engendrée par les phénomènes tectoniques hercyniens.

---

(1) Page 158.



AMPHIBOLITE CÉILLÉE A ORTHOSE (1). — Des gneiss granitiques céillés doit être rapprochée une sorte de filon-couche interstratifié dans les micaschistes, en bordure du chemin montant de Lubine par le vallon du tunnel. La roche extrêmement fraîche montre, dans une pâte compacte de teinte foncée, des yeux et des filonnets étirés d'orthose rose.

L'observation microscopique rend compte que la roche, qui possède une remarquable structure fluidale, est essentiellement constituée par de l'orthose et par une hornblende polychroïque dans des tons vert jaunâtre et vert bleuâtre. L'orthose et l'amphibole constituent les yeux de la roche ; la pâte montre des traînées opaques d'anatase soulignant la fluidalité. On y voit aussi de la chlorite et l'apatite est très abondante.

Il ne s'agit pas ici d'une simple mylonite, car les feldspaths ont subi une certaine recristallisation qui a produit la soudure des débris et la formation de contours dentelés : l'albite me semble être toujours d'origine secondaire, de même que de fines aiguilles d'actinote très pâle.

L'abondance de l'orthose, et l'absence de plagioclase sauf l'albite, suffit à différencier cette amphibolite de celles qui ont été signalées plus haut dans le massif de Sainte-Marie, ou qui le seront plus loin dans la troisième écaille. La composition minéralogique et la structure indiquent nettement qu'il s'agit ici d'une roche éruptive (une apophyse syénitique) interstratifiée dans les micaschistes.

L'aspect qu'offre sur le terrain cette intercalation d'amphibolite dans les micaschistes, et plus encore l'absence de toute déformation d'origine mécanique dans les micaschistes voisins qu'on s'attendrait à voir également laminés, font admettre que l'injection de la roche massive et son laminage ont eu lieu avant le métamorphisme des micaschistes. La recristallisation de la roche en gneiss céillé serait ainsi contemporaine de la recristallisation du schiste encaissant.

La même origine pourrait être attribuée aux gneiss granitiques céillés.

---

(1) Planche II, figure 4.

MYLONITES. — Le long du même contact de la première écaille et des gneiss d'Urbeis s'observe un grand développement de mylonites. Ces roches sont généralement très altérées, tout au moins elles sont décolorées ou tachées d'hydrates ferriques. La mylonitisation, qui présente ici les mêmes caractères que dans les roches écrasées de Lièpvre, s'est développée jusqu'à engendrer des roches grisâtres ou blanches, aphanitiques, à aspect de quartzite.

L'intensité du laminage est allée croissante de l'ouest à l'est. C'est à Lalaye, dans une carrière située au pied, vers l'est, de la statue de la Vierge, que l'on rencontre la mylonite sous l'aspect le plus typique.

### c) Seconde écaille.

SCHISTES CRISTALLINS. — Les roches de la seconde écaille sont largement mises à jour dans les carrières ouvertes aux deux extrémités du tournant, en forme à d'épingle cheveux, que décrit la route de Villé à Provenchères entre le village d'Urbeis et le col du même nom.

Ce sont des gneiss granitiques semblables à ceux qui ont été décrits dans la première écaille, mais extrêmement mylonitiques. De part et d'autre du gneiss il y a des micaschistes plus ou moins feldspathiques et très laminés. La limite entre les gneiss granitiques et les micaschistes est loin d'être aussi nette que le laisserait supposer la carte jointe au mémoire de COHEN.

L'extrême réduction de l'écaille en ce point, l'intensité de son écrasement, sa disparition dans les Schistes de Villé à quelques centaines de mètres à l'est, ont fait supposer qu'elle est là près de son extrémité.

A Lubine, elle s'offre à l'étude en des conditions bien meilleures ; elle est plus large et n'a subi qu'un laminage très faible, sauf au voisinage de quelques surfaces de friction bien délimitées.

On n'y observe plus les micaschistes visibles sur la route d'Urbeis, mais seulement le gneiss granitique d'ailleurs très semblable à celui de la première écaille et qui ne s'en distingue un peu que par une teneur plus forte en quartz et en mica. La com-

position et la structure sont celles d'un vrai gneiss granitique. Les composants sont le quartz, l'orthose, l'oligoclase contenant des gouttes de quartz, la biotite chloritisée. La roche est absolument indemne de toute déformation d'origine mécanique dans la seconde des carrières (1) situées en bordure du chemin qui, par le vallon du tunnel, descend du col de l'Abatteux vers Lubine.

A quelques mètres de cette carrière, une autre a été nouvellement ouverte pour l'exploitation de matériaux à béton à la limite même de l'écaille et des Schistes de Villé (2). La roche a là un aspect assez particulier, nettement granitoïde. Elle est formée de feldspaths alcalins (microcline et albite) et de chlorite. La chlorite provient du mica, ou plus probablement de l'amphibole, car la roche contient beaucoup de calcite secondaire. Cette roche granitoïde offre parfois une apparence bréchique, en certains points elle est nettement mylonitique.

Le tunnel de Lubine a recoupé en grande abondance de tels gneiss granitiques, tous semblables à quelques détails près ; je signalerai cependant la présence dans le tunnel de gneiss granitiques coëllés.

En résumé la seconde écaille se montre semblable par sa composition à la première et n'en diffère que par la réduction des micaschistes et l'intensité moindre du laminage tectonique.

#### d) Troisième écaille.

RÉPARTITION DES AFFLEUREMENTS. — La troisième écaille est de beaucoup la plus importante, tant par sa puissance que par la grande variété des roches qui la constituent. L'intérêt de son étude s'accroît de ce que la cataclase n'y joue qu'un rôle insignifiant.

La troisième écaille étant soudée à la seconde à la hauteur de Lubine, il est possible qu'une partie des roches qu'on lui attribuera appartiennent en réalité à cette dernière. La coupe

---

(1) La première carrière est ouverte dans le Houiller.

(2) Cette carrière a été visitée par la Société Géologique de France lors de sa réunion extraordinaire [215].

du terrain par le tunnel n'a montré aucune discontinuité importante qui permette de reconnaître le point où une écaïlle tectonique succède à l'autre.

L'extrémité orientale de la troisième écaïlle a été reconnue et étudiée en Alsace par COHEN, qui lui a donné le nom de Zone de Plaine-Dessus-le-Mont. Ainsi que je l'ai dit plus haut, la largeur de cette zone se développe rapidement vers l'ouest ; la partie méridionale non recouverte par le Permien atteint à elle seule 400 mètres à Lubine et l'on peut présumer que la puissance totale de la zone est d'un kilomètre.

Les affleurements des roches de l'écaïlle sont rares en Alsace. COHEN a indiqué avec précision les endroits où se rencontrent les amphibolites. A Lubine il y a de nombreux affleurements en bordure du chemin dans le vallon du tunnel, mais les roches y sont, sinon altérées, du moins extérieurement patinées par l'oxydation de la pyrite qu'elles contiennent.

C'est ici encore l'échantillonnage fait lors du percement du tunnel qui a fourni les matériaux de la description qui suit.

SCHISTES CRISTALLINS. — Les schistes cristallins de la troisième écaïlle comprennent également plusieurs termes.

*Micaschistes.* — Les micaschistes de la troisième écaïlle sont assez différents de ceux de la première. Ils sont plus grenus et moins riches en mica ; par suite ils se débitent en plaquettes plutôt qu'en lames. Si les micaschistes de la première écaïlle rappellent les schistes de Villé dans le faciès très micacé de Lubine, ceux de la deuxième écaïlle sont l'analogue des schistes de Villé du type quartzophyllade de la région du Climont.

L'analogie est même si parfaite que les micaschistes quartzitiques montrent les petits plissements intenses caractéristiques des schistes de Villé.

Au microscope, l'aspect du micaschiste est celui d'un grès micacé métamorphique. La structure en mosaïque est dessinée par la juxtaposition de petits grains de quartz, d'oligoclase et de micas : l'orthose n'existe pas. Ça et là apparaissent des lits plus

micacés. La biotite et la muscovite sont dans l'ensemble également développées.

La biotite est toujours chloritisée dans les affleurements superficiels, où l'on trouve en abondance les habituels produits titanifères secondaires : rutile, anatase, leucoxène. Dans les roches provenant du tunnel la biotite est au contraire intacte et montre la couleur intense et le polychroïsme des biotites des schistes métamorphiques.

Les micaschistes constituent dans cette troisième écaille le type de roche fondamentale, le plus fréquent ; les roches qui vont être maintenant décrites n'y apparaissent que comme des accidents de moindre importance et elles passent, par toutes sortes de transitions, au type fondamental.

*Quartzites feldspathiques micacés et quartzites à graphite.* — Le nom de micaschistes ne peut plus être employé pour désigner la roche lorsque disparaissent les lits micacés brillants qui en déterminent le débit en plaquettes.

L'aspect de la roche est alors celui d'un grès métamorphique. La composition reste la même que celle des micaschistes : le quartz et l'oligoclase, la biotite et la muscovite sont les éléments constituants.

En certains cas d'ailleurs la roche est devenue un véritable quartzite par la disparition du plagioclase et du mica. Le tunnel a coupé un curieux quartzite extrêmement riche en graphite ; il ne s'agit pas d'une matière charbonneuse amorphe mais bien de paillettes à éclat métallique, un peu rosées, ayant les caractères du graphite. La roche est d'ailleurs d'un noir intense ; elle contient aussi une très forte proportion de pyrite et un peu de tourmaline.

*Quartzites à amphibole et amphibolites.* — Les quartzites feldspathiques contiennent en outre quelques niveaux amphiboliques. L'amphibole, en petits prismes noirs très courts, est mélangée à la biotite ou existe seule. Elle moule les grains de quartz et d'oligoclase qui sont disposés en mosaïque. L'amphibole est une hornblende verte commune.

Parfois la hornblende est assez abondante pour former, presque à elle seule, la totalité de la roche. Celle-ci devient alors une véritable amphibolite. A Lubine la hornblende reste généralement sous forme de prismes assez courts, de sorte que la roche conserve son aspect massif et grenu de quartzite.

Il n'en est pas de même pour les amphibolites, décrites par COHEN, de l'extrémité orientale de l'écaille, près du lieu dit Harchangoutte; l'amphibole s'y est développée en prismes extrêmement allongés qui donnent à la roche un aspect nettement schisteux.

Vus au microscope, les prismes n'apparaissent pas comme des individus bien définis; ce sont des sortes de cristaux squelettiques englobant des grains de quartz et de feldspath. Les inclusions de quartz et de feldspath peuvent être si nombreuses que l'amphibole ne constitue plus parfois qu'une sorte de ciment: l'aspect rappelle beaucoup celui des cristaux d'andalousite qui se sont développés de la même manière dans les schistes métamorphisés au contact du granite.

Le fond de la roche est constitué par du quartz et par un plagioclase relativement acide, moins réfringent que le quartz. Ce plagioclase ne peut être déterminé exactement car il ne présente ni contours définis ni macles. De la biotite s'y adjoint parfois; le sphène est assez abondant.

L'amphibole qui constitue les grands prismes squelettiques est une hornblende très développée suivant le prisme et à section losangique d'actinote. Le polychroïsme est le suivant:

$n^s$  = vert bleu,  $n^m$  = vert clair,  $n^p$  = jaune verdâtre pâle.

Enfin la roche d'Harchangoutte (ainsi d'ailleurs que celle de Lubine) contient par endroits de très gros prismes d'une tourmaline polychroïque dans les tons vert bouteille, prismes couchés dans le sens de la stratification. La répartition de la tourmaline est très irrégulière.

Les affleurements superficiels d'amphibolite de la région de Lubine ne montrent pas la roche à l'état frais, mais seulement



des roches entièrement chloritisées. Le sphène y a été remplacé par de l'anatase.

GRÈS DOLOMITIQUE A CHLORITE. — Cette roche très singulière a été coupée par le tunnel à 1200 m. du portail sud. Elle se trouve comprise entre des quartzites feldspathiques à biotite et à muscovite. La dolomie, en très petits rhomboédres, y est très intimement liée à des grains de quartz. Un chlorite très limpide apparaît en grandes lamelles étalées suivant les plans phylliteux: c'est une pennine, très polychroïque dans les tons verts à vert jaunâtre pâle, d'allongement positif, à angle d'axes très petit. Le chlorite est associé par endroits à la muscovite. Celle-ci est également répartie en très petites lamelles parmi les grains de quartz et de dolomie. Il s'y trouve aussi accessoirement quelques grains d'épidote, à contours cristallographiques nets.

ORIGINE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES DE LA TROISIÈME ÉCAILLE. — L'origine des schistes cristallins de la première et de la deuxième écaille est aisément reconnue: nous avons vu que ce sont des schistes du type des Schistes de Villé, recristallisés et injectés par de puissantes masses aplitiques. Il n'en est pas de même pour les roches métamorphiques si diverses de la troisième écaille. Les micaschistes quartzitiques rappellent bien, il est vrai, certains faciès des Schistes de Villé; mais les roches primitives qui ont fourni par leur recristallisation les amphibolites, les grès plus ou moins calcaires et la dolomie penninique n'ont pas d'équivalent connu dans les Schistes de Villé.

On ne saurait donc admettre une équivalence proprement dite avec les Schistes de Villé. Il est plus probable que ces roches, maintenant métamorphiques, ont constitué à l'origine les assises de base des schistes. Il convient en effet de noter que, au point de vue de la composition chimique, ces sédiments rappelleraient déjà ceux qui ont fourni la matière des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et d'Urbeis.

L'absence complète d'orthose parmi les feldspaths montre qu'il ne s'est effectué ici ni imprégnation, ni injection aplitique semblables à celles que nous avons notées dans les deux autres

écaïlles; il y eut simplement recristallisation du sédiment primitif, par suite du changement de température et de pression résultant de l'enfouissement en profondeur; la présence assez constante de tourmaline indique que des agents minéralisateurs n'ont pas été étrangers à ces transformations.

e) La série des Micaschistes de Lubine et la classification  
de GRUBENMANN.

Les schistes cristallins qui constituent les trois écaïlles ont, malgré leur diversité, assez de caractères communs pour qu'ils puissent être rangés sans peine dans une des zones de l'échelle des schistes cristallins établie par GRUBENMANN.

Laissons de côté les gneiss granitiques et l'amphibolite à orthose, qui ne sont pas de vrais schistes cristallins mais des masses d'injection d'origine magmatique et plus ou moins transformées.

Les schistes cristallins véritables sont tous caractérisés ici par l'absence de l'orthose tandis que la muscovite est le mode d'individualisation par excellence du silicate potassique. La muscovite forme à elle seule la majeure partie des micaschistes de la première écaïlle; bien que moins abondante dans les micaschistes quartzitiques de la troisième écaïlle, elle n'en est jamais absente. Ce double caractère, absence de l'orthose et abondance de la muscovite, est une des caractéristiques de la zone moyenne et de la zone supérieure de GRUBENMANN.

La présence de la dolomie penninique, combinaison minéralogique qui ne peut appartenir qu'aux zones supérieure ou moyenne, exclut de même complètement l'hypothèse d'un métamorphisme profond.

D'autre part la biotite et l'amphibole que l'on trouve ici sont des minéraux caractéristiques de la zone profonde et de la zone moyenne de GRUBENMANN. Nous pouvons donc conclure de ces rapprochements que la série des Micaschistes de Lubine appartient à la zone moyenne.

Précisément les hornblendes des amphibolites schisteuses du Climent rappellent beaucoup, par leur aspect squelettique, les amphiboles des Garbenschiefer des Alpes (contenant il est vrai du quartz et non du plagioclase), et les Garbenschiefer appartiennent à la zone des mésogneiss.

On voit que les schistes cristallins de Lubine sont en somme normalement placés entre les gneiss, qui appartiennent à la zone profonde, et les Schistes de Villé qui représentent la zone supérieure. La raison pour laquelle cette série moyenne est extrêmement réduite est sans aucun doute dans les phénomènes tectoniques : l'intensité qui a caractérisé ces derniers est mise en évidence par les étirements et les laminages de couches, si fréquents dans le domaine d'extension des schistes.

---

## 2. DISPOSITION DU TERRAIN SCHISTEUX.

### A. — TECTONIQUE.

RELATIONS TECTONIQUES DES GNEISS D'URBEIS, DES MICASCHISTES DE LUBINE ET DES SCHISTES DE VILLÉ. — Les conditions de gisement et les rapports tectoniques des gneiss d'Urbeis, des Micaschistes de Lubine et des Schistes de Villé avaient été jusqu'ici étudiés dans de très mauvaises conditions : les recherches sur le terrain n'avaient été faites qu'en Alsace, où précisément la mylonitisation a été très intense.

D'après COHEN [137], les couches seraient complètement verticales comme le montre la coupe proposée par lui ; il en est de même sur la coupe de VAN WERVEKE [172]. Or à Lubine, le vallon donne une coupe qui laisse voir sans aucun doute le plongement uniforme, vers le sud, des micaschistes ainsi que des Schistes de Villé et des gneiss. Ce caractère constant se montre avec plus de force encore dans le tunnel, où la pente moyenne des couches varie entre 60° et 80°.

La coupe du tunnel a également démontré que les rapports des micaschistes avec les roches associées, gneiss d'une part, Schistes de Villé de l'autre, consistaient en contacts tectoniques indiqués par des mylonites ; les zones de contact sont sillonnées de surfaces de glissement toujours parallèles au plan de stratification.

La plus importante de ces surfaces de glissement (fig. 4) sépare les gneiss d'avec la première écaïlle. La mylonitisation est là extrêmement intense ; les roches sont complètement écrasées lorsqu'elles sont dures, ou chiffonnées lorsqu'elles sont schisteuses.

On peut s'en rendre compte à l'examen des affleurements de gneiss qui bordent le chemin montant de Lubine vers le vallon du tunnel, immédiatement après la sortie du village.

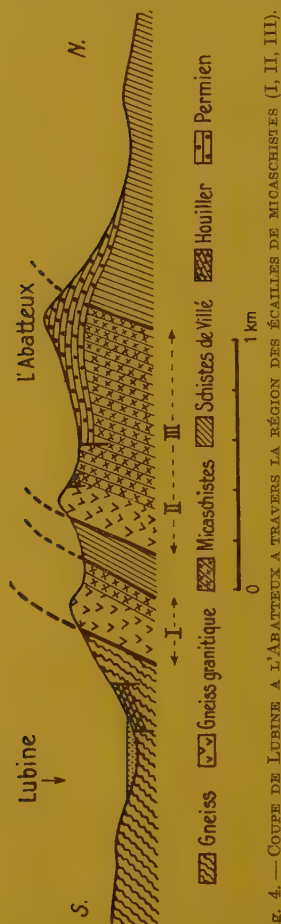


fig. 4. — COUPE DE LUBINE A L'ABATTEUX A TRAVERS LA REGION DES ECAILLES DE MICASCHISTES (I, II, III).

On constate également en cet endroit le pendage vers le sud de la lame de gneiss granitique, qui est renversée sur les micaschistes. Comme ces micaschistes sont eux-mêmes, plus au nord, renversés sur les Schistes de Villé sur lesquels ils ont glissé, la première bande de micaschistes doit être considérée comme une écaille tectonique intercalée entre les gneiss et les schistes. La masse même de cette écaille porte la trace d'un étirement intense, car les gneiss granitiques y sont le plus souvent mylonitisés et les micaschistes sillonnés de miroirs de faille. De plus l'observation attentive des rapports qui existent entre les diverses variétés de roches, montre ces dernières séparées presque toujours par de petites surfaces de glissement parallèles à la stratification. Une telle manière d'être démontre que l'écaille n'est qu'un lambeau d'une série normalement plus épaisse réduite par des suppressions de couches d'origine tectonique.

Considérons maintenant la deuxième écaille, puis la troisième, qui appartiennent aussi à la zone des méso-gneiss. Nous y observons le même régime tectonique. Les Schistes de Villé

contigus à la première écaille sont renversés sur la deuxième écaille; celle-ci sur la troisième, et cette troisième l'est elle-même à son tour sur d'autres Schistes de Villé.

A mesure cependant que l'on s'éloigne de la grande surface de chevauchement des gneiss d'Urbeis, on remarque que les traces de laminage et d'écrasement décroissent dans les écaïles.

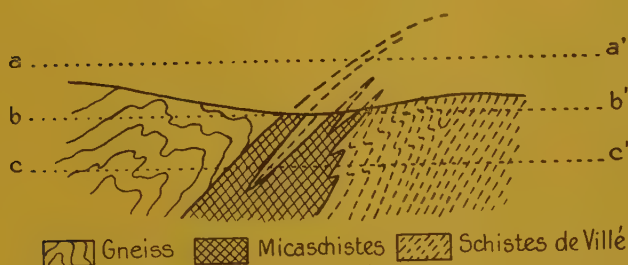
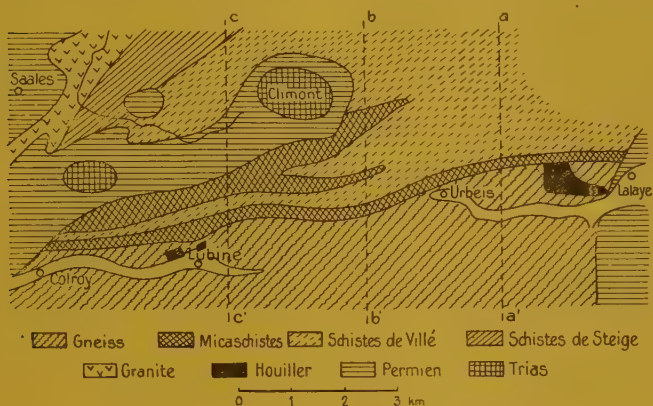


Fig. 5 et 6. — CARTE SCHEMATIQUE ET COUPE DES ÉCAILLES DE MICASCHISTES.

- aa' — Coupe dans la région de Lalaye (Écaille I seule).  
 bb' — Coupe dans la région d'Urbeis (Écaïles I, II et III).  
 cc' — Coupe dans la région de Lubine (Écaïles I, et II-III soudées).

Si l'on compare ces rapports tectoniques à ce qui a été dit plus haut des profondeurs relatives du métamorphisme dans les schistes de Villé, les micaschistes de Lubine et les gneiss d'Urbeis, on arrive à cette conclusion que la série métamorphique



moyenne, celle des micaschistes de Lubine a été laminée et réduite à l'état d'écaille par le chevauchement de la série profonde, série des gneiss, sur la série supérieure, série des schistes de Villé.

En somme les plissements hercyniens ont affecté ici une puissante série métamorphique antédévonienne, comprenant des gneiss et des micaschistes et schistes sériciteux. Par suite d'une poussée venant du sud, la masse des gneiss a été refoulée sur le complexe schisteux en produisant, dans le socle sur lequel elle se mouvait, le déversement des couches vers le nord et la formation secondaire d'un grand nombre d'écailles. De la série des micaschistes l'étirement a supprimé la plus grande partie ; il n'en est resté que les témoins peu nombreux, écailles ou lambeaux de poussée, qui jalonnent la surface de glissement.

Si l'on se rappelle que les écailles de micaschistes diminuent de puissance vers l'est, tandis que dans cette même direction s'accroît l'intensité du laminage qu'ils ont subi, on est conduit à considérer la partie alsacienne de la zone tectonique comme répondant à un niveau altimétriquement plus élevé des écailles que la partie lorraine. C'est ce que j'interpréterai en disant que sur une coupe schématique telle que celle de la fig. 6, la région de Lubine se trouve au niveau *cc'*, la région d'Urbeis au niveau *bb'*, et celle de Lalaye au niveau *aa'*.

Cette disposition laisse présumer que le domaine des micaschistes doit devenir beaucoup plus important vers l'ouest, sous la couverture de terrains secondaires de Lorraine.

Le nombre est bien petit des documents qui permettent de vérifier cette hypothèse. Deux faits cependant semblent la corroborer indirectement. Le premier est la rencontre par le sondage de Gironcourt près de Neufchâteau, en dessous du Houiller et à 860 m. de profondeur (1), d'un schiste qui, par ses grandes membranes de muscovite, ses filonnets glandulaires de quartz et ses petits prismes de tourmaline verdâtre, paraît être identique aux plus cristallins des Schistes de Villé de la région de

(1) D'après un échantillon appartenant aux collections du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine.

Lubine. L'autre fait est l'abondance de galets appartenant à cette même formation dans le Houiller des Vosges moyennes et de Ronchamp.

RELATIONS TECTONIQUES DES SCHISTES DE VILLÉ ET DES SCHISTES DE STEIGE. — Le régime des écailles de Lalaye et Lubine se poursuit certainement plus loin au nord, dans le domaine des schistes ; il est extrêmement probable en particulier que le contact des Schistes de Steige et des Schistes de Villé est aussi un contact tectonique.

En effet, les Schistes de Villé sont cristallins et fortement plissés, tandis que les Schistes de Steige sont ardoisiers et ne montrent que rarement des plis. Or le contact entre les deux formations est brusque, sans transition. Ou bien donc les Schistes de Steige se sont déposés transgressivement sur les Schistes de Villé déjà métamorphisés et plissés, ou bien ce contact est anormal.

Mais rien ne parle en faveur d'un contact de transgression : il n'y a là ni discordance, ni conglomérat de base, ni aucun indice analogue. Au contraire dans la région comprise entre le Hang et Steige, en particulier sur le chemin de Maisongoutte au Silberbuckel, des alternances répétées de Schistes de Steige et de Schistes de Villé rappellent le système d'écailles de Lubine. Les couches y sont, comme à Lubine, isoclinalement déversées vers le nord, et les Schistes de Villé recouvrent les Schistes de Steige. Enfin à Steige même se trouvent, au voisinage du contact des deux formations, des roches à apparence d'arkose qui ne sont autre chose que des gneiss granitiques écrasés, et elles ne peuvent représenter qu'un lambeau de poussée laminé.

On peut donc admettre que le régime d'écailles et de failles parallèles à la stratification se poursuit dans les Schistes de Steige et les Schistes de Villé, et que le contact de ces deux formations est anormal.

OPINIONS ANCIENNES SUR LA GÉOLOGIE DU HAUT VAL-DE-VILLÉ. — La géologie de la zone de contact des schistes et des gneiss a fait l'objet de travaux détaillés de COHEN [137], BRUHNS [170], VAN WERVEKE [172] et VON SEIDLITZ [188].

Pour le côté lorrain des Vosges il n'existe à ce sujet qu'une courte note de CHENUT, et les tracés de la Carte géologique de la France à 1 : 80 000, levés par VÉLAIN ; la région de Lubine se trouve d'ailleurs sur cette carte à la limite de deux feuilles, les feuilles Strasbourg et Colmar, publiées à des époques différentes et les tracés ne se raccordent pas d'une à l'autre.

En Alsace, COHEN (1) avait appelé les bandes très mylonitiques de gneiss granitique la première et la deuxième zones limite à cause de leur position limite entre les schistes et les gneiss.

Il ne proposait aucune explication ferme de la nature de ces zones, mais se ralliait cependant à une hypothèse provisoire, d'après laquelle ces bandes de roches dures représenteraient un filon-couche très ancien, plissé avec les Schistes de Villé. Les deux zones limite seraient les flancs d'un double pli synclinal très serré. Quant à la troisième écaïlle, appelée zone de Plaine-Dessus-le-Mont, elle ne pouvait de toute évidence, à cause de ses amphibolites, être rattachée aux Schistes de Villé ou à un filon injecté ; elle restait donc sans explication.

VÉLAIN note sur la carte qu'il a levée l'existence des zones gneissiques du Haut d'Urbeis et du Bois du Han, constituées par des gneiss glanduleux, des schistes amphiboliques et chloriteux ; il les considère comme des Schistes de Villé et des gneiss modifiés par la granulite.

Plus tard BRUHNS, émettant une opinion analogue, suggère cette idée que les zones limite pourraient n'être autre chose que deux apophyses du granite des Crêtes modifiées par la pression.

VAN WERVEKE, adoptant et développant cette même opinion, considère les micaschistes accompagnant les zones limites comme des Schistes de Villé métamorphisés au contact de ces apophyses granitiques.

---

(1) Je renvoie au mémoire de COHEN pour tout ce qui concerne les opinions émises par les anciens géologues.

ROSENBUCH [101], COHEN [137], BUECKING [158] et BENECKE [167] admettaient au contraire que les micaschistes constituaient normalement le terme de base des Schistes de Villé.

Quant à la zone de Plaine-Dessus-le-Mont personne ne semble s'être occupé d'en expliquer l'origine, ni surtout sa liaison avec les zones l'élite.

Que faut-il penser de ces diverses hypothèses ?

La description détaillée qui a été faite plus haut des roches constituant les écaïlles montre avec netteté, et il est inutile d'y revenir, que ces roches ne sont pas des apophyses du granite des Crêtes. De même l'hypothèse du métamorphisme des Schistes de Villé, passés à l'état de micaschistes le long de ces prétendues apophyses, ne peut être retenue par qui a vu les conditions de gisement à Lubine.

Toutes ces explications erronées proviennent de ce que, en Alsace, on est en présence des extrémités fortement laminées et superficiellement décomposées des écaïlles ; les relations entre les divers types de roches paraissent nécessairement très confuses.

Cependant la cause principale de l'impuissance où se trouvaient les géologues de l'ancien Service officiel d'Alsace-Lorraine à résoudre le problème, paraît avoir été surtout leur ignorance à l'égard des théories modernes de la tectonique. C'est en effet un tectonicien au courant de la géologie des Alpes, VON SEIDLITZ, qui le premier, peu avant la guerre, reconnut l'existence d'une surface de chevauchement entre les gneiss d'Urbeis et les Schistes de Villé.

L'explication qu'il a esquissée schématiquement, et qui ne reposait semble-t-il que sur des observations rapides, n'en contenait pas moins le principe des idées développées dans les pages qui précèdent.

## B. — STRATIGRAPHIE.

**SUPERPOSITION STRATIGRAPHIQUE DES TERMES DE LA SÉRIE ANTÉ-DÉVONIENNE.** — Les anciens géologues admettaient l'existence dans le monde entier d'un étage des gneiss, d'un étage

des micaschistes et d'un étage des schistes superposés l'un à l'autre.

La pétrographie a établi depuis lors que les divers schistes cristallins ne représentent nullement des étages déterminés par leur composition, mais qu'ils sont les produits du métamorphisme plus ou moins profond de terrains variés de n'importe quel âge.

Aucun géologue ne songerait donc plus à mettre en parallèle, à première vue et sans argument décisif, les gneiss ou les micaschistes de régions éloignées les unes des autres, ou à affirmer que tels gneiss seraient plus anciens que tels micaschistes.

Mais à ne considérer qu'une même région géologique, il reste vrai que les résultats acquis par les travaux de l'école pétrographique moderne ne heurtent pas les usages de la vieille géologie.

Puisque les gneiss sont les représentants de la zone profonde, les micaschistes ceux de la zone moyenne et les schistes sériciteux ceux de la zone supérieure, nous pouvons continuer à dire, et même avec une certitude plus grande que les géologues qui nous ont précédés, que dans la série cristallophyllienne les gneiss représentent la base et les schistes sériciteux le sommet de la série.

De même nous pourrions, d'une région à une autre, rapprocher certains schistes cristallins semblables si par ailleurs toutes les conditions géologiques restent également semblables. Nous sommes en droit, par exemple, de regarder les micaschistes des massifs hercyniens voisins des Vosges comme une unité aussi bien définie que les schistes lustrés des Alpes.

PRÉSUMPTION D'ÂGE POUR LES TERMES DE LA SÉRIE ANTÉ-DÉVONIENNE. — La série antédévonienne des Vosges ne peut être mieux définie que par l'âge de son terme supérieur, les Schistes de Steige.

On tient généralement ceux-ci pour cambriens, depuis que BUECKING [154] a indiqué l'analogie qui existe entre le système schisteux ancien des Vosges et celui du Fichtelgebirge (1).

(1) ÉLIE DE BEAUMONT et DAUBRÉE avaient bien longtemps auparavant émis cet avis, mais sans l'appuyer d'arguments précis.

Dans cette dernière région existe un Silurien typique et fossilifère, qui n'est pas représenté dans les Vosges, et dont la présence détermine la limite supérieure de l'âge des schistes azoïques.

Les schistes situés immédiatement en dessous du Silurien sont identiques aux Schistes de Steige dans leur partie supérieure, et aux schistes de Villé dans leur partie inférieure ; la ressemblance est particulièrement frappante dans la région de Goldkronach et de Gefrees (1)

Ces schistes sont comme ceux des Vosges dépourvus de fossiles caractéristiques, mais ils contiennent à leur sommet des traces d'algues : d'où le nom de Schistes à Phycodes qu'on leur a donné. On attribue ces Schistes à Phycodes au Cambrien supérieur ; le groupe inférieur, constitué par des phyllades comparables aux Schistes de Villé, est considéré comme le Cambrien inférieur.

L'âge des Schistes à Phycodes est certainement cambrien, car leur partie tout à fait supérieure contient la faune de l'extrême base du Silurien (2). Et la faune du Cambrien vient d'être découverte en deux endroits, dans les schistes anciens du Frankwald et dans ceux de la basse Silésie.

Au contraire l'attribution des schistes sériciteux de base au Cambrien inférieur est tout à fait arbitraire, car le seul critère stratigraphique est la variation due à la cristallinité croissante des schistes, et il n'existe à ce niveau aucun repère paléontologique.

Le parallélisme des séries anciennes des Vosges et du Fichtelgebirge est d'autant plus remarquable qu'il se poursuit jusque dans les terrains les plus anciens, ainsi que le montre le tableau ci-après où la succession des terrains est indiquée du haut vers le bas.

(1) Localités situées au N. E. de Bayreuth. Voir : Geognostische Karte des Fichtelgebirges, Blatt Münchberg, Nr. XI.

(2) VON FREYBERG. Die Fauna und Gliederung des Thüringer Untersilurs. Z. D. G. G., LXXIV, 1922, p. 237.



STRATIGRAPHIE COMPARÉE DES SÉRIES ANTÉ-DÉVONIENNES DES VOSGES  
ET DU FICHELGEIRGE.

| ÉTAGES               | VOSGES                                                                      | FICHELGEIRGE                                    |
|----------------------|-----------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|
| DÉVONIEN MOYEN ....  | Complexe de diabases,<br>schistes et calcaires de la<br>vallée de la Bruche | Diabase. Schistes à<br>Néréites                 |
| DÉVONIEN INFÉRIEUR . | <i>Lacune calédonienne</i>                                                  | <i>Lacune calédonienne</i>                      |
| SILURIEN.....        |                                                                             | Schistes à Graptolites                          |
| CAMBRIEN.....        | Schistes de Steige                                                          | Schistes à Phycodes                             |
| ANTÉCAMBRIEN .....   | Schistes de Villé<br>Micachistes<br>Gneiss                                  | Phyllades sériciteuses<br>Micachistes<br>Gneiss |

Ce parallélisme conduit à regarder les Schistes de Steige comme d'âge cambrien et à admettre que le Silurien a été enlevé dans les Vosges par l'érosion antédévotionienne, qui a suivi le plissement calédonien (1).

La tectonique des deux régions semble également comparable en ce qui concerne les grands phénomènes de la tectonique hercynienne. On sait par les travaux récents de KOSSMAT, de F. E. SUESS, de VON SEIDLITZ et autres que le grand massif de gneiss de Muenchberg n'est autre chose qu'un paquet charrié et posé sur les terrains de la série primaire. Le style tectonique des Vosges, dans le haut Val-de-Villé en particulier, serait identique à celui de la Thuringe, mais observé à un niveau plus profond car ici l'érosion n'a laissé subsister que les racines des nappes de gneiss, non les paquets charriés eux-mêmes.

Des roches analogues aux Schistes de Steige, aux Schistes de Villé et aux Micachistes de Lubine sont également connues sur

(1) On sait que les galets de roches siluriennes à Graptolites ne sont pas extrêmement rares dans les conglomérats triasiques des Vosges.

le rebord méridional du massif schisteux rhénan, dans le Soonwald et le Taunus.

Le socle sur lequel repose le Dévonien inférieur est là formé par une série de phyllades, de schistes sériciteux et de micaschistes avec intercalation de bancs graphitiques et amphiboliques. On attribue généralement, mais sans preuves, cette série au Cambrien (1) en admettant que le Silurien manque dans la région.

DÉSIGNATION STRATIGRAPHIQUE APPLIQUABLE A LA SÉRIE ANTÉ-DÉVONIENNE. — En résumé, la comparaison des terrains anciens des Vosges et du Fichtelgebirge rend hautement probable cette conclusion que les Schistes de Steige représentent le Cambrien.

Il s'ensuit, d'une part, que le Silurien n'existe pas dans les Vosges; d'autre part, que les terrains métamorphiques, gneiss et micaschistes, peuvent être considérés dans leur ensemble comme antécambriens.

Il est à la fois plus commode et plus clair de rattacher les Schistes de Villé à l'Antécambrien; une liaison étroite s'établit entre ces Schistes et les Micaschistes de Lubine, s'opposant à l'hiatus qui les sépare nettement des Schistes de Steige. Mais ce sont là simples vues générales, nullement en rapport avec l'esprit de précision que demande la stratigraphie. Seul le terme d'Anté-dévonien me paraît pour l'instant désigner adéquatement l'âge de l'ensemble de la série comprenant les gneiss, les micaschistes, les Schistes de Villé et les Schistes de Steige.

---

(1) Une intéressante comparaison des formations de cette région avec celles des Ardennes et de la Bretagne a été donnée par GOSSELET: Deux excursions dans le Hunsrück et le Taunus, *Ann. Soc. Géol. du Nord*, XVII, p. 300-342, 1890.



## DEUXIÈME PARTIE

---

### SÉRIE DÉVONO-DINANTIENNE





## CONSIDÉRATION GÉNÉRALES.

INDIVIDUALITÉ DE LA SÉRIE DÉVONO-DINANTIENNE DANS LES VOSGES. — Le Dévonien et le Carbonifère inférieur constituent, dans les Vosges, un ensemble de terrains peu fossilifères, à composition sédimentaire monotone et dans lequel aucune coupure stratigraphique ne s'impose : je donne à cet ensemble le nom de Série dévono-dinantienne.

Les limites n'en sont connues qu'avec une précision médiocre. Ce qui définit en somme la série c'est d'une part qu'elle repose sur les schistes cristallins et azoïques, d'autre part qu'elle est recouverte en discordance par le Houiller. En d'autres termes, la Série dévono-dinantienne représente la phase de sédimentation comprise entre la formation de la chaîne calédonienne et celle de la chaîne hercynienne.

C'est le Terrain de transition des anciens auteurs ; le Grauwackengebirge des géologues allemands.

RÉPARTITION DES TERRAINS DÉVONO-DINANTIENS. — Les terrains dévono-dinantiens sont répartis en deux massifs distincts séparés par des granites et des gneiss.

Le premier de ces massifs s'étend dans la vallée de la Bruche en amont d'Urmatt. Il s'y rattache quelques lambeaux isolés de moindre importance, constituant une trainée qui s'étend de Saint-Nabor en bordure de la plaine d'Alsace jusqu'à la Grande-Fosse à l'ouest de Saales, en suivant la crête du Champ-du-Feu.

Les terrains de ce même massif apparaissent aussi dans la vallée de Rabodeau : ils y sont développés surtout au sud-ouest de Moyenmoutier et de Senones. On les retrouve à Raon-l'Étape et dans les environs d'Étival.

Puisque nous avons principalement ici en vue les formations de l'Alsace, nous appellerons cet ensemble le massif de la Bruche.

Le second massif dévono-dinantien, que nous appellerons le massif des Ballons, est situé dans la partie méridionale et la plus montagneuse des Vosges où il occupe de vastes étendues. Les petits massifs de Chagey, du Salbert et du Bois d'Arsot doivent lui être rattachés ; ils n'en sont séparés que par la couverture superficielle des terrains permien.

Ce massif offre un développement complet de la série depuis le Dévonien jusqu'au sommet du Carbonifère inférieur.

IMPRÉCISION DES DONNÉES STRATIGRAPHIQUES. — Aussi bien dans le massif de la Bruche que dans celui des Ballons la sédimentation est, en règle générale, grossièrement détritique ; les grès, arkoses et grauwackes prédominent tandis que le calcaire, lorsqu'il existe, ne constitue que des lentilles de médiocre étendue. Un autre trait bien caractéristique est l'abondance des formations d'origine volcanique : coulées, brèches et tufs. Ces deux circonstances interviennent pour rendre difficile une stratigraphie détaillée : les variations de faciès sont assez fréquentes pour que les niveaux ne puissent être reconnus et définis par leur nature lithologique. Jusqu'à présent les fossiles découverts çà et là ne peuvent servir à fixer des repères dans la série des couches : dès que l'on s'éloigne du gisement on voit les faciès changer, l'horizon caractérisé par les fossiles cesse d'être reconnaissable.

Aussi la stratigraphie du Dévonien et du Dinantien des Vosges est-elle restée mal connue, malgré les actives recherches dont elle a fait l'objet au cours des cinquante dernières années.

---

# I. LE MASSIF DE LA BRUCHE.

---

## 1. FACIÈS DES TERRAINS DANS LE MASSIF DE LA BRUCHE.

---

DISPOSITION GÉNÉRALE DES TERRAINS. — Le massif de la Bruche a fait l'objet de deux récents et très importants mémoires : l'un, de caractère surtout pétrographique, est l'œuvre de BUECKING [191] ; l'autre, de caractère stratigraphique, est celle de W. WAGNER [201].

Ces mémoires consistent les résultats acquis par leurs auteurs au cours de levés qu'ils faisaient pour l'établissement de la carte géologique détaillée de l'Alsace et de la Lorraine à 1 : 25 000. La documentation et la précision est donc aussi parfaite qu'il est possible.

La présente section de mon travail sera essentiellement consacrée à l'exposé critique de ces travaux récents.

Il serait difficile d'indiquer, comme on voudrait le faire pour permettre l'orientation du lecteur, les grandes lignes de la stratigraphie du massif de la Bruche ; cette stratigraphie est encore si mal connue que l'hypothèse en reste la part principale.

Je donnerai seulement d'abord, afin de faciliter la discussion qui suivra, une rapide description des terrains. Ceux-ci constituent, dans l'ensemble une série de bandes mal définies, dirigées de SW vers NE ; je décrirai ces bandes en allant du sud où elles sont en contact avec les Schistes de Steige, vers le nord où elles

disparaissent sous la couverture permo-triasique. La question de savoir si et dans quelle mesure une telle succession répond à l'ordre stratigraphique, sera discutée plus loin.

TRAINÉE VOLCANIQUE DU CHAMP-DU-FEU. — Une trainée de roches essentiellement volcaniques traverse dans toute sa longueur le massif granitique du Champ-du-Feu, depuis la haute vallée de la Magel à l'est jusqu'à quelque distance au nord de Bourg-Bruche vers l'ouest. Vers l'est elle est prolongée par le petit lambeau de terrains analogues de Willerhof et celui de Saint-Nabor, qui apparaissent tous deux sous le Grès bigarré dans la zone faillée sous-vosgienne. Vers l'ouest les lambeaux de la Grande-Fosse et du sanatorium de Saaes lui appartiennent sans aucun doute, tandis que les schistes de la Petite-Fosse doivent être considérés comme le prolongement de la bande des Schistes de Steige.

Tous ces petits massifs de terrains sont séparés les uns des autres par le granite du Champ-du-Feu, qui les a métamorphisés. On ne peut donc rien dire de leurs relations stratigraphiques avec les terrains du massif principal de la Bruche situé plus au nord : cependant le lambeau de Saint-Nabor se trouve immédiatement en contact avec les Schistes de Steige ; il y a donc très forte présomption, sinon certitude, que la trainée à laquelle il appartient renferme les couches les plus anciennes du système.

Cette formation est surtout constituée par des coulées, des brèches volcaniques et des tufs, généralement basiques et toujours peu alcalins : andésites amphiboliques ou pyroxéniques, et dacites.

Des schistes grossiers de couleur sombre apparaissent dans la partie orientale de la bande volcanique, dans la région de Colroy-la-Roche et de la Grande-Fosse.

Quelle peut-être la raison de l'alignement de cette bande singulière en plein massif granitique ? WAGNER suppose que son allure est déterminée, tout au moins pour la partie située à l'ouest du bois de Sommerhof, par un effondrement entre deux failles parallèles : il s'agirait d'une petite fosse tectonique traversant le massif granitique.

Cette solution (à supposer qu'on l'admette pour la partie occidentale où l'existence de failles longitudinales n'est pourtant qu'une hypothèse) n'explique pas la continuation de la bande de terrains à l'est du bois de Sommerhof, dans la région où les sinuosités du contact avec le massif granitique interdisent de voir autre chose qu'un contact normal par intrusion.

La question n'est pas élucidée.

Ne pourrait-on admettre que cette traînée volcanique a résisté à la digestion du granite en raison même de sa nature pétrographique? Ce serait ici, mais sur une vaste échelle, la reproduction du phénomène décrit par CH. BARROIS en Bretagne dans les massifs de Quintin et de Moncontour, où les bandes schisteuses ont été digérées par le granite, tandis que les bandes de quartzite plus résistantes sont restées intactes sur une certaine étendue. Les roches volcaniques de la traînée du Champ-du-Feu auraient résisté à l'assimilation par le granite tandis que les parties schisteuses auraient été digérées. Une telle interprétation serait effectivement d'accord avec l'hypothèse, proposée par J. DE LAPPARENT, d'après laquelle les faciès amphiboliques du granite du Champ-du-Feu seraient dus à l'endomorphisme par digestion des roches volcaniques basiques (1).

SCHISTES ET ARKOSÉS DU NORD-OUEST DE FOUDAY. — Avec la bande de terrain qui apparaît au sud de la grande faille de Rothau et Saint-Stail, nous abordons le massif proprement dit de la Bruche. Cette bande est formée de schistes gris ou rougeâtres, associés à des arkoses et à des conglomérats. En plusieurs endroits une faune eifélienne caractéristique y a été recueillie. Les roches volcaniques ne jouent qu'un rôle subordonné; ce sont des andésites ainsi que des rhyolites et trachytes sodiques.

La bande se prolonge peut-être, mais c'est là simple hypothèse, vers l'est où elle constituerait les terrains qui, au sud de Russ et de Muhlbach, sont en contact avec le granite. Mais ces terrains sont le plus souvent métamorphiques et toujours dépourvus de fossiles.

(1) Voir page 345.

MASSIF VOLCANIQUE DE L'OUEST DE SCHIRMECK. — Au nord des formations précédentes apparaît une puissante masse formée presque uniquement de roches d'origine volcanique.

Elle s'étend vers le nord jusqu'à peu de distance de Raon-sur-Plaine.

Vers l'ouest, les mêmes terrains se trouvent au delà du plateau permo-triasique des Hautes-Chaumes, dans la région de Senones, de Moyemoutier et de Raon-l'Etape.

Vers l'est au contraire le faciès change assez rapidement, et de volcanique devient sédimentaire à la hauteur d'une ligne tracée de Schirmeck au Donon ; cette ligne est, d'après WAGNER, une ligne de dislocation transversale aux plis.

On trouve dans le massif volcanique des andésites ainsi que des trachytes et des rhyolites albitiques, en coulées et en dykes intrusifs, et des brèches et des tufs ; ça et là apparaissent des schistes violacés associés à des lentilles de calcaire généralement dolomitique. Aucun fossile n'y a été trouvé jusqu'à présent. Cependant l'analogie des lentilles de calcaire dolomitique avec celles qui sont, à l'ouest de Schirmeck, interstratifiées dans des couches à faune givétienne, donne à penser qu'il s'agit peut-être d'un faciès particulièrement volcanique du Givétien.

SCHISTES ROUGES ET ARKOSES DE RAON-SUR-PLAINE ET DE MOUSSEY. — Au nord-ouest du grand massif volcanique apparaissent à Raon-sur-Plaine et à Moussey, peu avant le point où les formations hercyniennes disparaissent sous la couverture des sédiments horizontaux du plateau lorrain, quelques centaines de mètres d'arkoses et de schistes gris ou rouges parfois ardoisiers.

Aucune empreinte végétale ou animale n'y a été trouvée ; on ne sait donc rien de leur âge. Comme la direction du pendage est régulièrement vers le sud, ces schistes et arkoses paraissent situés sous le massif volcanique.

Les schistes ardoisiers rouges contiennent de petites intercalations de trachyte albitique que l'on rencontre aussi en Alsace,



à la Nideck, c'est-à-dire assez loin au nord du massif proprement dit de la Bruche ; les schistes de la Nideck sont peut-être le prolongement vers le nord-est des schistes de Raon-sur-Plaine.

SCHISTES, ARKOSES, GRAUWACKES, CONGLOMÉRATS ET CALCAIRES DE L'EST DE SCHIRMECK. — Dans tout l'ensemble extrêmement complexe de terrains qui s'étend à l'est de Schirmeck, il n'est pas plus facile de reconnaître des divisions fondées sur la répartition de faciès pétrographiques différents que sur des considérations d'ordre stratigraphique ; on trouve les diverses formations les unes à côté des autres, séparées par des failles dont le sens du rejet n'est généralement pas connu.

Les faciès les plus caractéristiques sont des arkoses, plus ou moins bréchiques, durcies par une silicification secondaire et accompagnées de schistes rouges ; et des grauwackes, ou grès grossiers noirâtres passant au tuf andésitique, dans lesquelles sont interstratifiés des bancs et des brèches de phtanites à Radiolaires et des couches à débris de plantes.

Les grauwackes et les arkoses sont parfois un peu calcaires ; elles contiennent alors des fossiles d'âge givétien, dont ne subsiste le plus souvent que le moule en creux. Elles passent aussi à des conglomérats dont le plus connu est le conglomérat de Russ, et à des brèches à éléments calcaires provenant du démantèlement des récifs voisins.

Les lentilles calcaires qui sont interstratifiées dans ces couches, à Russ, à Schirmeck, à Wackenbach et ailleurs, ne peuvent être considérées comme de véritables récifs. Ce sont plutôt l'accumulation de débris de calcaire récifal. On y trouve des Polypiers, des Encrines et des Stromatopores ; les Brachiopodes y sont rares. A Russ le ciment détritique joue un rôle très important dans la constitution de la roche ; cependant certaines lentilles, peu épaisses, sont formées par les encroûtements successifs de Stromatopores.

Tous ces calcaires appartiennent à l'horizon à *Stringocephalus Burtini*.



## 2. LITHOLOGIE

### DU MASSIF DE LA BRUCHE.

#### A. — ROCHES VOLCANIQUES.

CLASSIFICATION DES ROCHES VOLCANIQUES D'APRÈS LEUR CONSTITUTION. — Les roches volcaniques de la vallée de la Bruche ont été étudiées par BUECKING avec une telle minutie que l'on ne peut faire mieux que rappeler les résultats de cette étude.

BUECKING distingue parmi les roches volcaniques du massif de la Bruche les diabases et les kératophyres.

Les diabases sont :

- 1° des diabases proprement dites : a) diabases grenues,
- b) diabases compactes, c) diabases amygdalaires ;
- 2° des diabases porphyrites : a) porphyre labradorique ;
- b) porphyrite augitique, porphyrite ouralitique ;
- 3° des diabases quartzifères ;
- 4° des protérobases.

Les kératophyres sont :

- a) des kératophyres felsitiques, b) des kératophyres quartzifères, c) des kératophyres quartzifères alcalins.

Ce bref résumé appelle quelques commentaires.

*Diabases.* — Le terme de diabase a été employé par les géologues et les pétrographes avec les acceptions les plus diverses. Ici il est pris dans son sens le plus large et comprend toutes les roches volcaniques à plagioclase basique et à pyroxène ou amphibole ; il est donc simple synonyme de roches vertes.

C'est pour désigner ce même groupe de roches que les auteurs ont employé le mot trapp; VÉLAIN a recours à celui de porphyrite sur les feuilles Lunéville et Strasbourg de la carte géologique de la France : les porphyrites de la vallée du Rabodeau et de Raon-l'Étape sont identiques au diabases de la vallée de la Bruche.

Dans une note récente [209] ALB. MICHEL-LÉVY et H. TERMIER ont exprimé l'opinion que les porphyrites de Raon-l'Étape ne sont pas des roches volcaniques, mais le produit du métamorphisme de sédiments calcaires ; ce seraient des cornes amphiboliques.

On ne peut se rallier complètement à cette opinion, car le trapp de Raon-l'Étape exploité comme ballast dans les grandes carrières de la localité est une porphyrite à ouralite parfaitement nette. Abstraction faite des tufs basiques et des sédiments métamorphiques plus ou moins calcaires auxquels a été étendu à tort le nom de porphyrite, on doit admettre d'une manière générale que les diabases de la vallée de la Bruche ont leur équivalent exact dans les porphyrites du département des Vosges.

Je donnerai par la suite à ce grand groupe de roches volcaniques à plagioclases basiques le nom général d'andésites. Parmi les diabases proprement dites de BUECKING se trouvent les roches auxquelles le nom de diabase est appliqué par ROSENBUCH dans son traité, c'est-à-dire des laves basiques anciennes à structure non porphyrique. Les diabases sont caractérisées par la coexistence d'un plagioclase basique et d'un pyroxène.

Les diabases proprement dites de la vallée de la Bruche sont caractérisées par la présence de l'augite (ou de l'ouralite qui en dérive) ou celle d'un pyroxène orthorombique (enstatite, bronzite).

Lorsque la structure de la roche est intersertale, cette roche est une diabase au sens le plus étroit du mot, celui qui est d'usage courant dans la terminologie pétrographique française.

Les diabases compactes sont plus abondantes que les diabases grenues. La pâte en est généralement dévitrifiée ; la structure est souvent fluidale. Ces diabases compactes peuvent être vacuo-

laïres (spilites) ou passer à des porphyrites par l'apparition de gros cristaux dans la pâte.

Les diabases-porphyrïtes se distinguent des diabases proprement dites uniquement par l'apparition de phénocristaux.

Dans les porphyres labradoriques la masse de la roche renferme de gros cristaux de plagioclase basique. La pâte contient de l'augite ou de l'ouralite. La structure est parfois fluidale ou amygdalaire.

Les porphyrites augitiques et porphyrites ouralitiques se distinguent des porphyres labradoriques en ce que l'augite ou l'ouralite forment les phénocristaux.

Les résultats d'analyse suivants, extraits du mémoire de BUECKING, serviront d'exemple.

A. — Diabase grenue. Maison forestière du Coucou près de Salm.

B. — Porphyre labradorique. Carrière au sud-est du Falkenstein près de Grendelbruch.

|                                | A           | B            |
|--------------------------------|-------------|--------------|
| SiO <sup>2</sup>               | 50,34       | 52,74        |
| TiO <sup>2</sup>               | 0,14        | 0,07         |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 13,10       | 17,81        |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 13,73       | 3,28         |
| FeO                            | 3,06        | 6,82         |
| CaO                            | 4,48        | 8,80         |
| MgO                            | 5,00        | 4,72         |
| K <sup>2</sup> O               | 1,51        | 1,59         |
| Na <sup>2</sup> O              | 5,05        | 2,81         |
| H <sup>2</sup> O               | 2,78        | 1,47         |
|                                | <hr/> 99,19 | <hr/> 100,11 |

*Kératophyres.* — Les kératophyres sont des roches pétro-siliceuses, d'aspect parfois corné, constituées essentiellement par un feldspath alcalin, la prédominance appartenant aux plagioclases voisins de l'albite ; si le quartz apparaît en granules idiomorphes, la roche reçoit le nom de kératophyre quartzifère.

La différence entre les kératophyres et les trachytes ou les rhyolites réside dans la prédominance, très marquée chez les premiers, de la soude sur la potasse.

A. — Kératophyre, Schlossberg près de Schirmeck.

B. — Kératophyre sans quartz, Carrière de Wackenbach.

|     | A           | B            |
|-----|-------------|--------------|
| SiO | 73,81       | 54,41        |
| TiO | —           | 0,09         |
| AlO | 12,33       | 17,664       |
| FeO | 2,24        | 2,62         |
| FeO | 1,82        | 6,06         |
| CaO | 0,12        | 4,34         |
| MgO | 0,41        | 1,20         |
| KO  | 1,38        | 0,14         |
| NaO | 6,05        | 8,24         |
| HO  | 1,02        | 1,70         |
| CO  | —           | 4,23         |
|     | <hr/> 99,18 | <hr/> 100,67 |

Les microgranulites indiquées par VÉLAIN sur la carte géologique aux environs de Senones et de Moyenmoutier, sont pour partie des roches albitiques identiques aux kératophyres de la vallée de la Bruche. D'autre part les albitophyres signalées par ALB. MICHEL-LÉVY dans le massif des Ballons sont des roches comparables aux kératophyres. ALB. MICHEL-LÉVY décrivant pour la première fois en France (1) des albitophyres, ceux du Begon dans la Mayenne, avait signalé dès ce moment l'identité des albitophyres et des kératophyres décrits par les auteurs allemands.

Je grouperai toutes ces roches sous les noms de trachytes albitiques et de rhyolites albitiques, selon qu'elles contiennent ou non du quartz libre.

Il n'est pas sans intérêt de rappeler que ces laves albitiques, inconnues dans les formations récentes, présentent un énorme développement dans la série dévono-dinantienne de l'Europe entière. Les trachites et rhyolites albitiques sont connus sous des

---

(1) AUG. MICHEL-LÉVY. Étude pétrographique des albitophyres du bassin de Laval. *C. R. A. S.*, CXXII, p. 264, 1896.

noms divers dans le Fichtelgebirge, en Hesse-Nassau, en Westphalie (1) ; dans les Vosges ils existent aussi bien dans le massif des Ballons que dans celui de la Bruche ; on les retrouve dans le Morvan et dans la Mayenne. ÉLIE DE BEAUMONT appelait Système du porphyre brun toute la série dévono-dinantienne à cause de l'abondance des trachytes albitiques, de couleur généralement brune ou rougeâtre. Le porphyre brun pris comme type par ÉLIE DE BEAUMONT est un porphyre des Vosges méridionales, un trachyte presque uniquement albitique.

Les analyses dont les résultats sont donnés ci-après montrent l'homogénéité que conserve cette famille de roches malgrés sa vaste extension au Dévonien et au Dinantien.

- A. — Kératophyre. Alsenberg près Hof, Fichtelgebirge.  
 B. — Kératophyre quartzifère. Wipperfürth, Westphalie.  
 C. — Albitophyre. Grange des Evaudois, Vosges du Sud.  
 D. — Albitophyre. Sur les Berthelots, Morvan.  
 E. — Albitophyre. Le Bégon, Mayenne.

|                                | A             | B             | C            | D             | E             |
|--------------------------------|---------------|---------------|--------------|---------------|---------------|
| SiO <sup>2</sup>               | 67,90         | 79,36         | 76,30        | 63,50         | 68,40         |
| TiO <sup>2</sup>               | 0,24          | —             | 0,25         | 0,89          | —             |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 14,36         | 11,54         | 11,25        | 15,91         | 14,07         |
| FeO                            | 4,36          | 0,63          | 2,54         | 0,60          | 7,15          |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 1,44          | —             | 0,24         | 5,66          | —             |
| MnO                            | 0,32          | 1,35          | —            | —             | —             |
| CaO                            | 1,34          | 0,30          | 0,46         | 0,89          | 1,10          |
| MgO                            | 0,22          | 0,50          | 0,40         | 4,35          | 3,21          |
| K <sup>2</sup> O               | 1,85          | 0,51          | 1,24         | 0,72          | 1,70          |
| Na <sup>2</sup> O              | 6,89          | 6,20          | 6,13         | 5,35          | 5,09          |
| H <sup>2</sup> O               | 1,52          | 0,95          | 1,00         | 2,77          | 1,88          |
|                                | <u>100,44</u> | <u>101,40</u> | <u>99,81</u> | <u>100,64</u> | <u>102,60</u> |

ROCHES DE COULÉES ET ROCHES INTRUSIVES. — Il n'a pas été possible, jusqu'à présent, de retrouver dans les Vosges d'appa-

---

(1) Porphyre de la Lenne (Lenneporphyr).

reils volcaniques complets, tels que ceux que Ch. BARROIS a décrits en Bretagne (1).

On n'a la certitude d'observer des coulées que pour les porphyrites à structure fluidale ou amygdalaire. Dès que la roche devient homogène, on ne sait si l'on doit y reconnaître des coulées, des sills ou des culots intrusifs.

Les seuls critères auxquels on puisse recourir dans ce cas n'ont pas en effet de valeur absolue : on admettra qu'il s'agit d'une lave ayant coulé à la surface du sol si elle est exactement interstratifiée dans les roches sédimentaires, et d'autre part remaniée à l'état de tufs et de brèches.

L'application de cette méthode a conduit W. WAGNER à regarder les kéraatophyres quartzifères comme des roches intrusives qui n'ont pas vu le jour.

Une autre difficulté résulte, pour l'étude du volcanisme dévonien dans le massif de la Bruche, de l'addition aux phénomènes volcaniques de phénomènes bien postérieurs d'intrusion filonienne en relation avec la mise en place du granite. Il est parfois difficile de distinguer, des filons proprement dits, les sills et les dykes volcaniques de structure grenue.

Ainsi les microdiorites décrites sous le nom de porphyrites dioritiques dans la région de Fouday, Solbach, Barrenbach et Grendelbruch et qui pourraient être prises pour des andésites amphiboliques, doivent être considérées comme en relation avec les diorites massives du Champ-du-Feu. De même, les roches appelées kéraatophyres quartzifères alcalins ne sont vraisemblablement autre chose que des microgranites.

## B. — ROCHES SÉDIMENTAIRES.

TUFS VOLCANIQUES. GRAUWACKES. — Les tufs jouent un rôle particulièrement important dans la constitution des assises dévoniennes. Non seulement ils se trouvent associés aux coulées,

---

(1) CH. BARROIS. Les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère). *Bull. Serv. Carte géol. de la France*, 1, N° 7, 1889-90.

mais ils sont disséminées dans toute la série sédimentaire. Les tufs ont été décrits par BUECKING et par WAGNER sous le nom de Schalstein. Mais tandis que le type de roche désigné sous le nom de Schalstein est un tuf diabasique d'origine sous-marine, dans la vallée de la Bruche le nom a été étendu même aux tufs kératophyriques.

Ces tufs peuvent être divisés en deux groupes d'origine différente.

Dans un premier groupe, les tufs sont constitués par des matériaux appartenant à un même type de roches volcaniques, en grains de toutes grosseurs et empilés sans ordre, ce sont des accumulations de produits de projection, cendres et lapillis.

Dans un second groupe, les matériaux des tufs sont d'origine variée et de dimension calibrée; de petits galets volcaniques sont mélangés à divers produits détritiques; il s'y rencontre parfois des restes d'animaux marins (Polypiers, Encrines). La formation de ces tufs est certainement due à la sédimentation de débris de roches volcaniques remaniés après érosion.

Lorsque les éléments détritiques communs, quartz, feldspath et mica mélangés aux débris volcaniques, sont en très forte proportion les tufs passent à des roches massives très dures, de teinte sombre, auxquelles on donne le nom de grauweekes. La grauweeke des Vosges est donc une sorte de tuf gréseux ou de grès à éléments volcaniques. Cette grauweeke est la roche sédimentaire la plus fréquente et la plus caractéristique de la série dévonodinantienne.

SCHISTES ET PHTANITES À RADIOLAIRES. — Les schistes et phtanites à Radiolaires sont étroitement associés aux grauweekes dans la région de Wisches et d'Hersbach. J. DE LAPPARENT a énuméré, dans une série de notes récentes [193, 195, 207], les problèmes particuliers que pose l'existence de ces sédiments.

Les schistes forment des assises relativement puissantes. Au contraire les phtanites siliceux ne se rencontrent qu'en bancs épais de quelques décimètres, intercalés dans la grauweeke massive.



C'est chose étonnante qu'on puisse rencontrer l'alternance répétée de sédiments à faciès aussi dissemblable que le sont les grès grossiers à végétaux, nettement littoraux, et les schistes fins, siliceux, à Radiolaires, qui sont généralement associés dans les temps primaires au faciès vaseux à ammonoïdes.

D'après J. DE LAPPARENT, cette alternance pourrait être la conséquence d'oscillations du niveau de la mer provoquant, par un phénomène lié à celui de la formation des terrasses, l'alternance de périodes de sédimentation intense, et de périodes de sédimentation ralentie. On pourrait l'expliquer aussi par des variations dans la direction des courants, amenant en un point tantôt des éléments grossiers venant de la terre, tantôt un fin plankton apporté du large.

Les phtanites à Radiolaires sont particulièrement développés dans les carrières de la vallée de la Wisches. Les carrières de la rive droite, un peu au nord du pont qui traverse le ruisseau, montrent quelques faits curieux : les lits de phtanites, bien que compris entre des lits épais et rigides de grauwackes, sont affectés de petits plis qui reproduisent en miniature une tectonique de plis-failles, plis couchés ou déversés et autres. Comme ces plis sont englobés et noyés dans la grauwacke massive venant au-dessus, ils ne prennent date que du temps où le phtanite était encore plastique et où la grauwacke supérieure ne s'était pas déposée. Ils doivent être attribués à des glissements contemporains de la sédimentation. C'est sans doute à des phénomènes de même ordre, mais plus accentués, qu'est due l'origine des brèches de phtanite qui se montrent dans la grauwacke : les éléments de la brèche proviendraient de couches complètement disloquées sur place.

CALCAIRES. — Les calcaires constituent des amas puissants d'aspect récifal, ou des brèches, ou encore des couches minces et lenticulaires.

Les grands amas de calcaire givétien dont le calcaire marbre de Russ offre le meilleur exemple ne sont pas des récifs comme ils en ont l'apparence. La simple observation d'une surface polie



de la roche montre que celle-ci est une brèche où des fragments de calcaire sont empâtés dans une masse plus ou moins gréseuse. L'examen au microscope montre des fragments de calcaire à Coralliaires, Tabulés, Stromatopores et Encrines, fragments qui sont brisés et empâtés dans une grauwaacke.

Chose curieuse, les polypiers lorsqu'ils sont inclus dans le calcaire ont subi une recristallisation totale; si les débris sont empâtés dans la grauwaacke ils ont au contraire conservé leur structure fibreuse primitive.

Le squelette des polypiers est constitué par la réunion de longues colonnettes, ou disséplements, elles-mêmes formées, à la manière d'un épi, par la coalescence de fibres de calcite rayonnant autour d'un axe.

Les sections d'un polypier perpendiculaires à l'axe des disséplements montrent, entre nicols croisés, des croix noires rappelant celles que laisseraient voir des sphérolites, et le groupement de ces croix constitue un quadrillage caractéristique; les sections longitudinales présentent des lignes noires très floues. Cette remarque fournit un moyen extrêmement simple de distinguer les Tétracoralliaires et les Tabulés, dont la structure est celle qui vient d'être dite, des Bryozoaires et des Stromatopores avec lesquels on pourrait les confondre mais qui ne présentent pas cette même structure.

On doit noter encore l'absence totale dans les calcaires dévoniens de Foraminifères, en particulier de la forme *Endothyra*, et aussi l'absence d'oolithes. Les calcaires viséens, qui se présentent dans des conditions pourtant très semblables, sont au contraire toujours riches en oolithes et en Foraminifères. La différence est assez absolue pour lever toute hésitation sur l'origine dévonienne ou dinantienne d'un calcaire des Vosges (1).

Les calcaires bréchiques à ciment plus ou moins gréseux passent à des brèches véritables où les blocs calcaires sont empâtés dans une grauwaacke verte et massive. Des affleurements remarquables de telles brèches sont ceux de la tranchée du chemin de

---

(1) Planche V, figures 1 et 2.

fer entre Schirmeck et Hersbach. Ici, comme dans le cas précédent, il s'agit des produits du démantèlement de récifs.

Les calcaires construits non remaniés sont assez rares. Ils constituent des bancs lenticulaires, épais d'un mètre environ, interstratifiés dans les schistes et la grauwacke. On en rencontre à Schirmeck sur le chemin du sanatorium, à la Place Clémenceau. Les Stromatopores encroûtants sont les organismes constructeurs qui y ont joué le rôle le plus important.

DOLOMIES. — Avec les dolomies du massif de la Bruche se posent des problèmes d'un ordre différent et qui n'ont pas de rapport direct avec la sédimentation. Car les dolomies ne sont pas des dolomies primaires, précipitées telles quelles au fond de lagunes d'eau saline sursaturée ; ce ne sont pas non plus des calcaires à bancs dolomitiques ou dolomitisés dès l'origine (1). Les dolomies proviennent ici de la transformation secondaire de calcaires réciaux originellement non magnésiens.

Décrivons les relations de la dolomie et du calcaire telles qu'elles s'observent dans une carrière située près du sanatorium de Schirmeck, au lieu dit la place Clémenceau, carrière autrefois étudiée par DELESSE [83] et plus récemment par VÉLAIN [129].

Les strates sont presque verticales et parallèles au front de taille. Dans l'ensemble, la dolomitisation s'est fait sentir dans les couches du fond de la carrière, tandis que celles de l'avant sont restées indemnes. Dans le détail, la limite du calcaire et de la dolomie est sinueuse, et tout à fait indépendante de la stratification. Elle est d'ailleurs parfaitement nette : aucune transition entre le calcaire magnésien typique et le calcaire pur. La dolomie est certainement ici une modification secondaire, car elle a détruit partiellement certains organismes, des Stromatopores et des Polypiers.

---

(1) J. DE LAPPARENT. Le caractère épisodique des bancs du calcaire carbonifère et la dolomitisation de certains d'entre eux. *C. R. A. S.* CLXXII, 1921, p. 1052.

Calcaire et dolomie sont coupés par des filons dont l'un est un microgranite à structure sphérolitique (1) et les autres des minettes. A en croire VÉLAIN la dolomitisation devrait être attribuée à l'intrusion des filons de minette, qui auraient exsudé de la magnésie dans le calcaire.

Une telle action de la minette semble à première vue bien peu probable, car VÉLAIN remarque en même temps que la dolomie est au voisinage du filon chargée de grenat, de pyroxène et de stilbite : une action de contact n'a guère pu produire en même temps dolomitisation et dédolomitisation.

On ne pourrait plus actuellement trancher la question sur le terrain, car la végétation a complètement recouvert les filons de minette ; mais si l'on se reporte aux plans très minutieux donnés de la carrière par DELESSE, on constate une répartition de la dolomie et du calcaire absolument indépendante de l'emplacement des filons. Et si l'on examine, comme j'ai pu le faire, des échantillons de la zone de contact entre la minette et le calcaire, on voit que ce dernier ne montre aucune tendance à la dolomitisation et contient seulement des pseudomorphoses chloriteuses de grenat magnésien.

L'hypothèse d'une origine métamorphique de la dolomitisation est donc à rejeter complètement.

Il est plus probable que la transformation est due à des phénomènes hydrothermaux anciens. Avec la dolomie se trouvent en effet de la sidérose, de l'oligiste et, parfois en abondance, de la calcédoine ; d'autre part les grandes masses de dolomie de la vallée de Wackenbach sont en liaison avec des gîtes de fer. CARRIÈRE, qui a étudié les mines de fer de Framont au moment de leur exploitation, rapporte que la dolomie forme des masses considérables reposant sur le toit du gisement.

A notre avis, la dolomitisation des calcaires dévonien de la vallée de la Bruche est un phénomène tout semblable à la dolomitisation du calcaire cristallin contenu dans le gneiss à Mandray (2)

(1) Ce microgranite a été décrit par VÉLAIN [129] et BUECKING [191, p. 317].

(2) Page 98

### 3. GISEMENTS FOSSILIFÈRES DU MASSIF DE LA BRUCHE.

---

#### A. — EIFÉLIEN ET GIVÉTIEN.

GISEMENTS FOSSILIFÈRES EIFÉLIENS. — Après avoir rapidement énuméré plus haut les groupes de terrains qui, faute d'étages bien définis, doivent servir de repère, je rappellerai les différents gisements fossilifères disséminés dans le massif et la faune qui les caractérise.

Une bande de terrain fossilifère a été découverte en 1894 par BUECKING et BENECKE [147] près de Champenay. Lorsque venant de cette localité, on se dirige vers le sud, on franchit la faille de Rothau et Saint-Stail qui sépare le Permien du Dévonien. On voit celui-ci débiter par des schistes rouges entrecoupés de bancs de grès et d'arkoses. On rencontre ensuite des conglomérats et des arkoses rouges dont les galets sont formés de cornéennes, de quartzites, de schistes siliceux, de grauwackes et de calcaire et qui contiennent le moulage en creux de fossiles. D'après BUECKING, une couche assez fossilifère était mise à jour au sud de Champenay, en bordure de la route, dans une carrière où ces roches sont exploitées comme ballast. On n'y recueille plus actuellement que de rares débris de Tabulés et de Crinoïdes. Les conglomérats sont traversés par des filons de microgranite, microdiorite et minette.

La même couche fossilifère est retrouvée au hameau des Fosses, où le sol est jonché de débris de roches contenant parfois des empreintes.

BENECKE et BUECKING signalent les formes suivantes :

*Calceola sandalina* mut. *lata*

*Favosites polymorpha*

*Favosites polymorpha* var. *cristata*

En outre ils ont trouvé deux exemplaires de Brachiopodes :

*Atrypa reticularis*

*Streptorhynchus umbraculum*

Les Calcéoles récoltées appartiennent, d'après BUECKING, « pour autant que la mauvaise conservation des échantillons en permette la détermination », à la variété où l'angle du dos du calice est de 60 à 70°. Cette variété est caractéristique, d'après RICHTER, des Couches à Calcéoles proprement dites, c'est-à-dire de l'Eifélien.

La nature littorale du dépôt est montrée par la présence, dans les schistes noirs accompagnant le conglomérat fossilifère, de débris de plantes. L'existence de pinnules de Fougères, en particulier de *Cardiopteris*, indique un faible transport par les eaux.

L'absence de véritables récifs et croûtes de Stromatopores, et surtout le faciès grossièrement détritique de la roche, montre que les fossiles doivent être considérés comme des éléments roulés, et que les organismes n'ont pas vécu dans la formation qui les contient aujourd'hui.

Il se pourrait donc que l'horizon fossilifère soit plus récent que ne l'indiquent les éléments remaniés de sa faune. Il est en effet à remarquer que nous ne connaissons dans les schistes, arkoses et conglomérats situés au nord-ouest de Fouday et attribués à l'Eifélien, aucune trace de calcaire construit ; et cependant le conglomérat de Champenay contient des galets de calcaire et de dolomie.

Pourtant l'âge eifélien de ces couches de Champenay reste très probable pour deux raisons, l'existence d'autres gisements eiféliens dans la même région et l'absence de tout fossile d'âge plus récent. On est ainsi amené à expliquer l'origine des galets calcaires par une variation latérale de faciès ; des formations

plus nettement récifales auraient existé, mais elles n'ont pas été conservées. En ce cas, la distinction généralement admise de l'Eifélien et du Givétien d'après la présence ou l'absence de lentilles calcaires serait loin d'avoir une valeur absolue.

Des arkoses fossilifères appartenant à la même formation ont été découvertes par W. WAGNER à l'ouest de Plaine, au sud de la ferme d'Almingoutte. A côté de conglomérats à empreintes décalcifiées apparaissent des schistes violacés contenant des Coraux, des Crinoïdes, des Brachiopodes. WAGNER relève, sans détermination d'espèce, *Orthis* et des Strophomènes. Il signale également des débris végétaux dans des schistes situés au nord-ouest de Poutay vers la ferme de Noirgoutte.

Une empreinte de *Calceola sandalina* mut. lata a été également découverte au point coté 549,5 à l'ouest de Plaine. Deux exemplaires de Calcéoles ont été trouvés près de la ferme de Goutte, au voisinage de la faille de Rothau et Saint-Stail.

BUECKING et WAGNER admettent avec vraisemblance que la bande de terrains eiféliens se poursuit vers le nord-est, en bordure du massif granitique du Champ-du-Feu. Mais jusqu'à ce jour aucun fossile n'a été trouvé de ce côté.

GISEMENTS FOSSILIFÈRES GIVÉTIENS. — Les gisements givétiens sont cantonnés dans la région située à l'est de Schirmeck. Le plus célèbre a été découvert en 1888 par JAECKEL [136], dans la tranchée du chemin de fer entre Schirmeck et Hersbach à l'endroit même où VÉLAIN avait annoncé, peu auparavant et d'ailleurs inexactement, la découverte d'une faune dinantienne. Le gisement est actuellement recouvert par la végétation et ne pourrait être exploité qu'après un déblaiement onéreux.

JAECKEL avait reconnu la succession des couches suivantes :

|   | m.   |                                                                                    |
|---|------|------------------------------------------------------------------------------------|
| 1 | 0.60 | Schistes à nodules calcaires.                                                      |
| 2 | 0.65 | Schistes.                                                                          |
| 3 | 0.65 | Brèche schisteuse très argileuse, avec nodules calcaires compacts interstratifiés. |



|    | m.   |                                                                                                                                                             |
|----|------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 4  | 1.05 | Calcaire gris, avec de petites lentilles marneuses foncées et dures ; quelques articles de tige de Crinoïdes, Coraux, <i>Stringocephalus</i> , Gastropodes. |
| 5  | 0.30 | Calcaire amygdaloïde à Crinoïdes.                                                                                                                           |
| 6  | 0.75 | Schiste bréchoïde gris verdâtre, avec petits galets de quartzite atteignant la dimension d'une noisette ; un peu de pyrite et de calcaire.                  |
| 7  | 0.15 | Schiste foncé ferrugineux, avec intercalations calcaires contenant <i>Heliolites porosa</i> et coraux.                                                      |
| 8  | 0.25 | Schiste foncé amygdaloïde et nodules de calcaire gris à Encrines.                                                                                           |
| 9  | 0.85 | Calcaire à Encrines gris, de teinte plus ou moins sombre, avec nombreux Brachiopodes, calices de Crinoïdes, etc.                                            |
| 10 | 0.40 | Brèche gris verdâtre, avec un peu de quartzite et nombreuses lentilles schisteuses foncées.                                                                 |
| 11 | 0.20 | Calcaire à Crinoïdes gris.                                                                                                                                  |
| 12 | 0.40 | Calcaire compact et foncé avec quelques Crinoïdes, et grands Cyathophyllidés.                                                                               |
| 13 | 2.20 | Calcaire gris à Crinoïdes.                                                                                                                                  |
| 14 | 2.50 | Calcaire glanduleux.                                                                                                                                        |
| 15 | 3.00 | Schistes gris vert avec lentilles calcaires.                                                                                                                |
| 16 | 1.50 | Calcaire gris foncé se débitant en éclats.                                                                                                                  |

La direction des couches est N 75° W ; leur pendage est presque vertical ; les couches varient rapidement de puissance.

A cette série fait suite une série différente, dont la direction des couches est N 55° W et le pendage 50° SW, et qui est séparée vraisemblablement de la première par une faille. Elle est ainsi composée :

|   | m.    |                                                           |
|---|-------|-----------------------------------------------------------|
| 1 | 1.60  | Brèche à grain fin.                                       |
| 2 | 3.50  | Alternance de schistes gris et de grauwackes à grain fin. |
| 3 | 1.00  | Grauwacke altérable, brun rouge.                          |
| 4 | 12.00 | Conglomérat.                                              |

Le Conglomérat est une belle brèche à éléments calcaires qui se voit aujourd'hui encore dans la tranchée du chemin de fer.

Les fossiles ont été recueillis dans les couches 4, 7, 8, 9 et 12 de la première série. Ce sont parmi les Polypiers :

*Heliolites porosa* EDW et HAIME.

*Favosites polymorpha* L. S.



*Cyathophyllum Lindstromi* FRECH.

*Cyathophylloides rhenanum* FRECH.

*Calceola sandalina* LAM.

Les Calcéoles appartiennent, d'après BUECKING, à la variété *alta* RICHT. où l'angle de la pointe est de 50 à 55° ; cette variété est caractéristique du Givétien.

Les Échinodermes (outre les articles d'Encrine) sont représentés par :

*Cupressocrinus abbreviatus* GODF.

*Rhipidocrinus*.

Les Brachiopodes sont fréquents, mais déformés :

*Productus subaculeatus* MURCH.

*Retzia longirostris* KAYS.

*Atrypa reticularis* DALM.

*Rhynchonella parallelipeda* BROWN sp.

*Stringocephalus Burtini* DEFR.

Les Bivalves n'ont pas été déterminés, car l'état de la charnière n'en a pas permis l'étude.

Les Gastropodes ont fourni les espèces suivantes :

*Capulus*.

*Loxonema*.

*Euomphalus planorbis* ARCH. et VERN.

*Turbo* aff. *Klipsteini* GOLDF.

Les Céphalopodes sont presque entièrement absents ; pourtant des débris d'Orthocères ont été recueillis.

Les Trilobites sont représentées par le pygidium de :

*Phacops latifrons* BURM.

*Bronteus flabellifer* GOLDF.

Enfin parmi les restes de Poissons des débris de plaques appartiendraient, d'après leur structure microscopique, au genre *Coccosteus*.

La partie supérieure de la brèche calcaire de la tranchée du chemin de fer ne serait pas fossilifère d'après JAECKEL.

Cependant au cours de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Alsace en 1925 G. FRIEDEL a recueilli, au pied de la paroi de la tranchée, un échantillon de roche ayant même composition et aspect que le ciment de la brèche et contenant un bel exemplaire de *Calceola sandalina*.

Toute cette faune est caractéristique de l'étage givétien.

Les nombreuses lentilles calcaires interstratifiées dans les schistes, arkoses et grauweekes de la région de Schirmeck contiennent également une faune givétienne. Une carrière est ouverte dans une lentille de calcaire récifal partiellement dolomitisé à l'endroit nommé maintenant place Clémenceau, au-dessus de la tranchée du chemin de fer et à peu près à l'altitude du sanatorium; elle était appelée par les anciens auteurs la carrière de la Côte des vignes; elle montre la présence, à côté de Stromatopores abondamment développés, de *Heliolites porosa*, *Favosites polymorpha*, *Cupressocrinus*.

La carrière de marbre située un peu au-dessous du sommet coté 578 au sud du village de Russ contient, outre les Crinoïdes et Polypiers, *Calceola sandalina* mut. *alta* et *Stringocephalus Burtini*.

Une section de Stringocéphale peut être observée sur un marbre provenant de cette carrière et qui forme l'une des marches de l'autel de l'église de Russ.

Nombreux sont aussi les points, au nord de Schirmeck, où les arkoses plus ou moins décomposées montrent de mauvaises empreintes de Polypiers et de Brachiopodes.

L'attention doit être particulièrement attirée par l'un de ces gisements, situé sur le sentier du Donon au-dessus du sanatorium. Découvert par WEIGAND et HAUTHAL et signalé par JAECKEL dès 1888, il n'avait fourni d'abord que des moules de Polypiers et de Brachiopodes indéterminables. Depuis, en 1918, RICHTER y a trouvé un pygidium de *Bronteus*. L'aspect de la roche leur paraissant identique à celui des grès à *Spirifer* du Dévonien inférieur rhénan, les géologues cités plus haut admettent

qu'il est possible que le gisement appartienne au Coblentzien. Pour l'instant on ne peut que signaler ces indices d'affinité, tout en notant qu'un pygidium de *Bronteus* a été également trouvé dans les couches à Stringocéphales de la tranchée du chemin de fer.

COUCHES A PLANTES GIVÉTIENNES. — De même que les conglomérats et arkoses à Polypiers eiféliens, les couches givétiennes de Schirmeck sont accompagnées de schistes à plantes.

Les schistes fins contiennent en de nombreux endroits des empreintes végétales, en particulier au-dessous du sanatorium. BUECKING signale la découverte par HOLZAPFEL, dans les schistes situés entre la gare de Schirmeck et la lentille de calcaire qui est à l'ouest du sanatorium, d'un exemplaire de *Asterocalamites scrobiculatus*. Ce fossile, jusqu'ici connu uniquement dans le Culm, est ici certainement dévonien puisqu'il est associé aux calcaires récifaux.

#### B. — CARBONIFÈRE.

LA QUESTION DU CULM DANS LE MASSIF DE LA BRUCHE. — La lecture des travaux publiés depuis un siècle sur la stratigraphie des terrains primaires de la vallée de la Bruche ne peut manquer d'étonner, tant est grande la diversité des opinions émises sur l'âge de ces couches.

Dès 1841 ÉLIE DE BEAUMONT reconnaissait, par une de ces intuitions dont il a si souvent fait preuve dans l'Explication de la Carte géologique de France, que les formations récifales de la vallée de la Bruche devaient être assimilées au Dévonien de l'Ardenne. Son opinion fut confirmée plus tard par l'excursion qu'il fit en 1847 en compagnie de LÉOPOLD DE BUCH, DE BILLY et DAUBRÉE.

En 1882 un revirement d'opinion se produisit lorsque BLEICHER et MIEG découvrirent à Bourbach-le-Haut, dans le massif des Ballons, une faune dinantienne associée à des couches à plantes. L'importance de cette dernière découverte conduisit plusieurs géologues à tenir pour carbonifères toutes les formations dévonien-dinantienne des Vosges.

Dès 1885 VÉLAIN écrivit que le Permien repose à Senones et à Moussey, dans la vallée du Rabodeau, sur la tranche de roches schisteuses carbonifères.

Deux ans plus tard BLEICHER, dans le Guide du géologue en Lorraine, parlant de ses découvertes paléontologiques à Bourbach, exprimait l'espoir de voir des trouvailles analogues confirmer l'hypothèse de l'âge carbonifère des couches des vallées de la Bruche et du Rabodeau.

Comme pour répondre à ce vœu VÉLAIN annonçait quelques semaines plus tard à l'Académie des Sciences [127], puis à la Société géologique de France, la découverte dans la vallée de la Bruche d'une riche faune viséenne et de la flore du Culm.

Tout aussitôt BLEICHER [128] faisait connaître « la découverte du Carbonifère à fossiles marins et à plantes aux environs de Raon-sur-Plaine ». Les fossiles recueillis par BLEICHER n'étaient pas déterminables, mais l'auteur note l'analogie de faciès avec les formations carbonifères signalées par VÉLAIN à Schirmeck.

Mais en 1888 JAECKEL [136], après avoir fouillé le gisement indiqué par VÉLAIN, y découvrit une faune de caractère indubitablement dévonien. De ce fait les schistes et calcaires de Raon-l'Étape, semblables à ceux de Schirmeck, devaient être également considérés comme dévoniens.

Longtemps cependant, malgré la découverte de JAECKEL, les géologues continuèrent de croire à la présence du Carbonifère inférieur dans la vallée de la Bruche. BUECKING, dans la partie du guide géologique en Alsace [167] qu'il a rédigée, tient que les arkoses de Hersbach doivent selon toute vraisemblance être rapportées au Culm. BENECKE attribue également au Culm tous les terrains situés au nord de la Bruche, entre Hersbach et Urmatt.

Depuis lors, les levés géologiques détaillés sont venus modifier cette opinion. Sur la carte qu'il a publiée en 1917 [191], BUECKING attribue tout le massif ancien de la Bruche au Dévonien en faisant remarquer cependant, dans le texte explicatif joint à la carte, que les grauwackes à plantes et les schistes siliceux

de la vallée de la Wisches peuvent appartenir au Carbonifère. WAGNER, dans son récent travail [201], nie complètement qu'il puisse exister du Carbonifère dans la vallée de la Bruche et n'y veut voir d'autres formations que celles du Dévonien moyen.

Dans le domaine des publications cartographiques les hésitations ont été grandes aussi.

La carte géologique d'Alsace-Lorraine à 1 : 500 000, établie par BENECKE, réunit toutes les formations anciennes des vallées de la Bruche et de la Plaine sous une teinte brune qui n'est pas celle du Culm (mais qui, par suite d'une erreur de coloris, n'est pas non plus celle du Dévonien).

Sur la feuille Lunéville de la carte géologique détaillée de la France à 1 : 80 000 publiée en 1894, VÉLAIN conserve aux schistes et roches éruptives de Raon-sur-Plaine, Raon-l'Etape et Senones la désignation de Culm. Mais deux ans plus tard, sur la feuille de Strasbourg contiguë à celle de Lunéville, il range les formations de Lorraine et celles de la région de Schirmeck dans le Dévonien.

Cette répartition bizarre se trouve reproduite actuellement encore sur la Carte géologique du Wurtemberg et des régions voisines (1) de REGELMANN. Le lambeau de terrain de la Grande-Fosse près de Saales y est indiqué comme Dévonien, les terrains anciens de Senones et Raon-l'Etape y sont masqués par une extension de la teinte du granit.

En 1905, la Carte géologique internationale de l'Europe (établie en ce qui concernait l'Allemagne par BEYRICH et HAUCHECORNE) plaçait le domaine entier des terrains anciens de la vallée de la Bruche dans le Carbonifère inférieur.

A la même date paraissait aussi la Carte géologique de la France à 1 : 1 000 000, où la région des Vosges a été dessinée par VÉLAIN ; toute la partie alsacienne du massif ancien y est devenue dévonienne (même l'angle nord-est précédemment

---

(1) Geologische Übersichtskarte von Württemberg u. s. w.

considéré par VÉLAIN lui même comme appartenant au Culm); mais la partie lorraine est restée carbonifère; la ligne de changement d'étage est exactement celle de l'ancienne frontière.

J'ai rappelé plus haut la solution adoptée par BUECKING pour l'établissement de sa carte à 1 : 200 000 : il a représenté provisoirement tout le terrain ancien comme Dévonien, sauf à faire des réserves pour certains points. J'ai adopté le même procédé pour la carte jointe à ce mémoire.

Je dois ajouter, après avoir résumé brièvement cette longue controverse, qu'une démonstration de l'absence du Culm n'a pas encore été faite; au contraire des présomptions, et même de plus en plus fondées, se manifestent en faveur de l'existence de ce terrain dans le massif de la Bruche.

AGE CARBONIFÈRE PRÉSUMÉ DES COUCHES A RADIOLAIRES ET DES COUCHES A PLANTES DE WISCHES ET DE HERSBACH. — Il faut, en effet, tenir compte à ce propos de l'importante découverte, faite récemment par J. DE LAPPARENT [193], de niveaux à Radiolaires dans les grauwaques à faciès de Culm de Hersbach et de la vallée de la Wisches.

L'aspect de ces grauwaques est bien celui du Culm du massif des Ballons. On y trouvait fréquemment, il y a quelques années, des troncs et des branches d'arbres; plus rarement des empreintes de feuilles. BLEICHER mentionne la présence, dans des grauwaques grises alternant avec des schistes noirs, de pinnules de *Cardiopteris*, et celle de *Bornia (Calamites) radiata* et de *Sagenaria (Knorria) imbricata*. Cette flore ne suffit pas à une détermination de l'âge, dévonien ou carbonifère, des grauwaques et des schistes de Wisches. Mais l'aspect général est si bien celui des terrains du Culm que BUECKING mettait cette formation à part de toutes les autres couches nettement dévoniennes.

La découverte par J. DE LAPPARENT de niveaux extrêmement riches en Radiolaires est venue donner plus de vraisemblance encore à l'attribution de ces roches au Culm.

D'une part en effet les grauwaques à plantes et les schistes à Radiolaires de Wisches constituent une unité stratigraphique



extrêmement nette, qui ne peut être rattachée à aucun autre complexe de schistes et de grauwackes de la vallée de la Bruche.

D'autres part les horizons stratigraphiques très riches en Radiolaires sont dans une grande partie de l'Europe caractéristiques de la base du Culm.

L'occurrence de roches à Radiolaires la plus caractéristique est certainement celle qui est connue dans le sud-ouest de l'Angleterre, au niveau des couches de Coddon Hill étudiées par HINDE et FOX (1). Immédiatement au-dessus des schistes à Clyménies du Dévonien supérieur viennent les phanites et schistes à Radiolaires, en bancs épais parfois d'un pied, intercalés dans les schistes et grès du Culm inférieur. Il s'y trouve aussi des coquilles à test mince, *Posidonomya Becheri* et *Glyphioceras*, caractéristiques des dépôts bathiaux.

La succession est exactement retrouvée à l'est de notre région dans l'Allemagne centrale. En Hesse, au-dessus des schistes à Clyménies reposent des schistes à Posidonomyes et Ammonoidés qui contiennent des niveaux de schistes siliceux et d'adinoles à Radiolaires. Les mêmes bancs siliceux sont connus à la base du Culm du Harz et de la Thuringe orientale.

Le fait se répète jusque dans le Culm de la Montagne noire. Au-dessus des calcaires à Goniates, le Culm inférieur (2) est formé de bancs calcaires et schisteux dans lesquels sont interstratifiés des lits de lydienne noire et d'adinoles brunâtres « remarquablement riches en Radiolaires ». Cette formation contient des Orthocères et des Goniates (*Glyphioceras*) ; elle est surmontée par les schistes à *Posidonomya Becheri*.

L'identification stratigraphique de toutes ces roches à Radiolaires de la base du Culm avec celles de la vallée de la Wisches ne s'impose évidemment pas avec certitude : dans nos

(1) HINDE and FOX. On a well marked horizon of radiolarian rocks in the lower Culm measures of Devon, Cornwall and West Somerset. *Quart Journ. Geol. Soc.*, LI, 1895, p. 626.

(2) Carte géologique détaillée de la France à 1 : 80 000, feuille Bédarieux. Le terrain est désigné par le symbole h<sub>VII</sub>.



régions un faciès détritique littoral a persisté tant pendant le Dévonien que pendant le Culm inférieur, excluant la possibilité d'existence de Posidomyes et d'Ammonoïdés. Néanmoins la présence de couches à Radiolaires dans une formation ayant tout à fait par ailleurs le faciès des formations du Culm n'est sans doute pas fortuite ; il serait étrange que la géologie de l'Alsace différât sur ce point de celle du reste de l'Europe.

---

## 4. STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DU MASSIF DE LA BRUCHE.

### A. — STRATIGRAPHIE DU MASSIF DE LA BRUCHE D'APRÈS BUECKING.

Nous connaissons donc actuellement, dans la série dévonodinantienne de la vallée de la Bruche, quelques grandes divisions lithologiques et des niveaux fossilifères. Il resterait à utiliser ces matériaux pour l'établissement d'une échelle stratigraphique locale et l'interprétation de la tectonique du massif.

Jusqu'ici malheureusement ni l'une ni l'autre n'ont pu être établies avec rigueur. De cela les raisons sont multiples : en premier lieu la rareté des points fossilifères et l'absence de niveaux repères continus ; en second lieu la variabilité des faciès, tantôt volcaniques et tantôt sédimentaires ; en troisième lieu la complication de la tectonique où un réseau de failles, sans doute en partie d'âge tertiaire, est venu se superposer au plissement proprement dit.

On n'a encore pu fonder sur les faits connus que des interprétations plus ou moins vraisemblables de l'échelle stratigraphique.

Une première a été donnée ces dernières années par BUECKING, dans un chapitre du travail de description pétrographique qu'il a publié (1).

La structure de la région est expliquée à l'aide de quinze coupes, transversales en différents points au système de couches de la vallée de la Bruche. Nous ne pouvons les rappeler ici, même

---

(1) BUECKING. Lagerungsverhältnisse erläutert durch eine geologische Uebersichtskarte im Masstab 1 : 200 000 und 15 Profile im Masstab 1 : 25 000 [191].

sommairement, malgré leur intérêt. La comparaison de ces coupes successives conduit l'auteur à un certain nombre de conclusions.

L'Eifélien, connu avec certitude dans les schistes et arkoses à gisements fossilifères du sud de Champenay et de Plaine, se prolonge vraisemblablement dans les schistes et cornéennes situés entre Fouday et Rothau ; il se poursuit ensuite sur la rive droite de la Bruche le long du massif du Champ-du-Feu, par Barenbach et le Steinberg au sud de Russ jusqu'au Hahnenberg près d'Urmatt. Peut-être une partie des arkoses et des schistes de la Crache, près de Raon-sur-Plaine, représentent-ils l'équivalent des schistes et arkoses de Champenay.

Le massif volcanique de Schirmeck, où l'on connaît un grand nombre d'intercalations récifales, devrait être considéré comme un faciès latéral du Givétien. On voit en effet, entre Wackenbach et le sanatorium, les roches volcaniques, les conglomérats et les arkoses alterner et passer latéralement les uns aux autres.

Le Givétien typique est représenté par des schistes noirs ou rougeâtres, des arkoses, des conglomérats et des brèches, dans lesquels (à l'ouest de Schirmeck) sont interstratifiées des lentilles de calcaire récifal. Ces lentilles se retrouvent dans la région située au nord de Wisches.

Les arkoses et schistes rouges attribués au Givétien, les arkoses de Hersbach par exemple, se distingueraient des arkoses eiféliennes de Raon-sur-Plaine en ce qu'elles contiennent des kératophyres à l'état d'éléments détritiques ou intercalés. Il existerait donc des arkoses et des schistes rouges au-dessus comme au-dessous des niveaux calcaires.

Les grauwackes et schistes (à Radiolaires) de la vallée de la Wisches sont également attribués au Givétien, faute de raisons suffisantes pour les en retirer. Elles pourraient cependant appartenir au Culm.

En somme, d'après BUECKING, le Dévonien de la vallée de la Bruche constitue un grand synclinal de direction S W—N E, déversé vers N W.

## B. — STRATIGRAPHIE DU MASSIF DE LA BRUCHE D'APRÈS W. WAGNER.

RÉSULTAT DES RECHERCHES DE WAGNER. — Tout récemment, W. WAGNER a consacré un important mémoire [201] à la stratigraphie des terrains dévonien de la vallée de la Bruche. C'est un travail fondamental pour l'étude de la question. Mais la valeur documentaire en est altérée par l'introduction d'hypothèses purement gratuites encore qu'elles ne soient pas présentées comme telles. En particulier l'échelle stratigraphique adoptée par l'auteur est malgré son apparente précision d'une valeur très sujette à caution. Il me paraît d'autant plus nécessaire de présenter quelques observations à ce sujet, que cette échelle stratigraphique est reproduite par la légende des feuilles Plaine et Schirmeck de la Carte géologique détaillée d'Alsace et de Lorraine à 1 : 25 000 actuellement sous presse.

Voyons d'abord comment WAGNER a résumé les résultats de ses recherches, en commençant avec lui par la base du système.

Voici ce qui concerne la succession des formations du Dévonien moyen inférieur (1).

### I. FORMATIONS ÉRUPTIVES.

- a) *Kératophyre* (Kératophyre felsitique du Hahnenberg près d'Urmatt).
- b) *Porphyre labradorique* du Hahnenberg et du Falkenstein.

### II. FORMATIONS SÉDIMENTAIRES.

#### a) *Complexe schisteux inférieur.*

1. Schistes avec intercalations subordonnées de grauwaque gréseuse du Hahnenberg et du Schwarzenberg à l'est de Schwarzbach.

2. Schistes avec intercalations de diabases compactes et vacuolaires.

A ce niveau appartiennent les formations situées entre Russ et Schwarzbach, celles de la trainée du Champ du Feu près de Bangermont et de Haut-Lachamp, celles de la trainée du Champ du Feu au Sapinot à l'ouest de Colroy-la-Roche, et probablement la diabase à 1 km. au sud de Saint-Blaise.

#### b) *Complexe schisteux supérieur.*

1. Schistes alternant avec des grauwaques gréseuses, et brèches de ces deux roches. Il faut placer ici les couches situées entre la sortie est de Russ et Pont-des-Bas, celle de la trainée du Champ du Feu entre la vallée de la Bruche et le Sapinot à l'ouest de Colroy-la-Roche, celles du Bois de Saulxure et des environs des fermes du Lombas à l'ouest de Saulxure.

(1) [201 page 92].

2. Schistes alternant avec des grauwackes gréseuses et des brèches de schistes siliceux et de grauwacke gréseuse; brèches fossilifères et conglomérats à *Calceola sandalina* mut. lata RICHTER.

A cette formation appartiennent les couches situées entre Pont-des-Bas et un point situé à 1 km. à l'ouest de Saint-Blaise; celles des deux rives du ruisseau de Champenay et de la région comprise entre celui-ci et les Fosses, celles de la route de Saulxure à Hantz et des environs de Goutte à l'ouest de Saint-Blaise.

WAGNER établit ensuite que le massif volcanique situé à l'ouest de Schirmeck, et qu'il appelle la masse éruptive, est séparé des formations sédimentaires du Givétien qui sont à l'est de la même localité par une série de failles auxquelles il donne le nom de dislocation de Schirmeck et du Donon.

La masse éruptive serait plus ancienne que les sédiments du Dévonien moyen inférieur situés à l'est de la zone de dislocation. WAGNER résume de la manière suivante ses observations en ce qui concerne la masse éruptive (1).

#### I. GÉNÉRALITÉS.

1. Il existe des kératophyres et des diabases effusifs (coulées) et intrusifs (massifs, filons-couches et filons).
2. Les coulées sont en relation avec des tufs et brèches volcaniques le plus souvent polygènes. Elles sont de formation marine.
3. Des coulées de même nature pétrographique se répètent plusieurs fois.
4. Les diabases et kératophyres effusifs peuvent se remplacer l'un l'autre dans une même bande de terrain.
5. Les roches montrent souvent les effets du dynamo-métamorphisme.

#### II. RELATIONS D'ÂGE.

1. Les formations éruptives sont plus anciennes que les formations intrusives.
2. Les diabases prédominent dans la partie inférieure des nappes, les kératophyres et les brèches volcaniques dans la partie supérieure.
3. La grande masse des kératophyres quartzeux constituent la roche intrusive la plus ancienne.
4. Après l'apparition des kératophyres quartzeux se sont produits des mouvements orogéniques et des dépôts de brèches à éléments constitués par des roches effusives et des kératophyres quartzeux (brèches éruptives).

5. Des intrusions ont accompagné et suivi le plissement.
6. Les diabases quartzifères et les diabases à enstatite, à structure largement grenue, sont les roches intrusives les plus récentes.
7. Les schistes rouges et les arkoses qui font suite au nord-ouest à la masse éruptive, sont plus récents que les coulées éruptives.

### III. CONDITIONS DE GISEMENT.

1. Les formations effusives suivent dans leur répartition la direction générale NE.
2. Le pendage, compte tenu des brèches éruptives, est en général SE sous très grand angle.
3. Il existe un système de plis renversés vers le NW.
4. Les roches intrusives s'écartent parfois de la direction de stratification NE.
5. La région est diversement faillée.

L'examen des roches sédimentaires situées au nord-est de la zone de dislocation de Schirmeck et du Donon a enfin conduit WAGNER aux conclusions suivantes (1).

1. A des coulées de kératophyre et à des brèches volcaniques semblables à celles de la masse éruptive font suite des schistes rouges accompagnés d'arkoses.
2. Dans les schistes rouges et arkoses sont interstratifiés :
  - a) des diabases peu épaisses, vacuolaires et compactes, et des kératophyres compactes ;
  - b) des récifs dolomitiques et calcaires ;
  - c) des conglomérats à éléments de granite, schistes et roches dévoniennes effusives.
3. Les conglomérats sont cantonnés dans les niveaux inférieurs.
4. Jusqu'à présent il n'a été trouvé dans les schistes rouges et les roches interstratifiées aucun fossile qui permette une localisation exacte de ces couches dans le Dévonien moyen.
5. Les schistes rouges et les arkoses sont recouverts en discordance par les grauwaques et schistes gris.
6. Les schistes gris avec intercalation de grauwaques, calcaires récifaux, grès fossilifères, brèches et conglomérats sont contemporains du conglomérat de Russ.
7. Ces couches appartiennent, d'après leur faune, au Dévonien moyen supérieur.

---

(1) Page 144.

8. Les conglomérats de Russ recouvrent en discordance :

- a) des sédiments du Dévonien moyen inférieur ;
- b) des roches effusives et des brèches volcaniques du Dévonien moyen ;
- c) des diabases à enstatite.

9. D'après la nature des galets, les conglomérats de Russ sont plus récents que :

- a) des granites et granites porphyriques d'âge inconnu ;
- b) les sédiments du Dévonien moyen inférieur ;
- c) les roches effusives du Dévonien moyen ;
- d) les kératophyres quartzeux.

DISCUSSION DE QUELQUES POINTS. — Il serait trop long de discuter intégralement l'ensemble du travail de WAGNER. Je me bornerai à revenir sur quelques points d'intérêt particulier pour la géologie locale ou même pour la stratigraphie générale du Dévonien.

1. *Rapports stratigraphiques entre le massif volcanique et le massif sédimentaire givétien au nord de Schirmeck.* — D'après BUECKING dont l'opinion a été rappelée plus haut, le massif volcanique présenterait une modification latérale du faciès sédimentaire du Dévonien moyen.

WAGNER croit au contraire le massif volcanique séparé des formations sédimentaires par des failles (ligne de dislocation du Donon et Schirmeck) et plus ancien que ces formations. Il essaie d'en établir la démonstration (1).

« Une faille passe à travers le Permien et le Grès bigarré en direction NW-SE par la vallée de la Sarre blanche et par le col du Donon (entre le Grand et le Petit Donon) jusque vers la pente sud du Kohlberg.

Les couches situées au nord de la faille sont déprimées par rapport aux couches situées au sud de celle-ci. Sur la pente sud du Kohlberg la faille entre dans le Dévonien, elle ne se laisse plus suivre comme faille unique, mais comme zone de dislocation dirigée NW—SE, de la vallée de la Bruche jusqu'aux environs de Barrenbach, dans le Dévonien moyen inférieur dont il a été question.

La zone de dislocation, qui sera appelée ligne de dislocation de Schirmeck et du Donon, divise les formations dévoniennes en deux domaines tout à fait différents. Au sud-ouest de la ligne de dislocation se trouvent, sur la rive

---

(1) Page 94.



gauche de la Bruche, presque uniquement des roches éruptives avec laves, tufs et brèches ; au nord-est de la ligne de dislocation, la région est occupée au contraire presque entièrement par des formations sédimentaires.

Aussi longtemps que la faille traverse les terrains de couverture le compartiment déprimé, constitué par les formations les plus récentes, est situé au nord-est de la faille. Il n'existe aucune raison pour que cette relation soit modifiée dans le Dévonien. A ce point de vue, les sédiments situés au nord-est de la ligne de dislocation doivent donc être plus récents que les formations éruptives, tufs et brèches de roches éruptives, qui sont appelés brièvement plus loin la masse éruptive et qui sont situés au sud-ouest de celle-ci. »

La démonstration prétendue constitue en réalité un raisonnement erroné.

Quelle est en effet l'importance de la faille ? Il est facile de calculer, par la mesure de la dénivellation du Grès bigarré du Donon, que le rejet en est approximativement de 200 mètres ; ceci correspond dans le Dévonien, où les couches ont un pendage moyen de 60°, à une dénivellation stratigraphique de 100 mètres environ. Or WAGNER admet lui-même que l'épaisseur des couches dévoniennes se chiffre par milliers de mètres ; de fait on peut observer, dans la topographie très accidentée du pays, qu'une différence de niveau bien supérieure à 100 mètres n'entraîne pas la moindre variation de nature géologique.

Est-il alors logique de voir dans une faille de rejet relativement médiocre la raison du changement complet de faciès lithologique du Dévonien qu'on observe à la hauteur de Schirmeck ? Évidemment non. L'hypothèse d'une variation latérale de faciès reste la seule plausible.

Quant au postulat d'après lequel les formations sédimentaires seraient superposées aux formations éruptives, parce qu'elles se trouvent dans le compartiment tectoniquement déprimé, il se trouve absurde puisque W. WAGNER admet par ailleurs que la série des couches est renversée. S'il y avait une conclusion à tirer des faits observés ce serait donc exactement la conclusion contraire.

2. *Relation d'âge entre les schistes rouges et les arkoses, faisant suite au nord-ouest à la masse éruptive, et les coulées éruptives.* — WAGNER développe ainsi son opinion (1) :

« D'après le pendage général SE qui règne dans toute la masse éruptive, on est enclin à croire que les roches les plus récentes apparaissent au sud-est, les plus anciennes au nord-est. Mais ceci ne s'accorde nullement avec le reste de l'architecture des Vosges moyennes, d'après laquelle les roches les plus anciennes apparaissent au sud-sud-est, tandis que des formations de plus en plus récentes viennent se placer vers le nord-nord-ouest. Dans la région du Val de Villé on peut observer, aussi bien dans les Schistes de Steige que dans la formation appelée zone limite, un pendage dominant vers le SE, ce qui ne peut être expliqué que par un renversement des couches. C'est pourquoi j'admets que, dans le Dévonien de la vallée de la Bruche aussi, le pendage dominant au SE doit être expliqué par le renversement des couches par des plis déversés vers le NW. »

Ainsi, les schistes rouges et les arkoses de Raon-sur-Plaine seraient plus récents que la masse éruptive uniquement parce que situés au nord-ouest de celle-ci. L'hypothèse de BUECKING, suivant laquelle les formations de la vallée de la Bruche constitueraient un synclinal déversé vers le sud-est (ce qui identifierait les arkoses et schistes de Raon-sur-Plaine avec les arkoses et schistes de Champenay) n'est d'ailleurs pas envisagée.

Les schistes et arkoses de Raon-sur-Plaine sont au contraire rapprochés de ceux de Hersbach ; aussi est-il impossible, d'après W. WAGNER, d'admettre que les arkoses de Raon soient plus anciennes que la masse éruptive (2) :

« Cette hypothèse serait en contradiction avec la supposition, faite plus haut, que le domaine sédimentaire, situé au nord-est de la zone de dislocation de Schirmeck et du Donon est, en tant que compartiment effondré, plus récent que la masse éruptive située au sud ouest. »

Les hypothèses, on le voit, ne sont étayées que sur d'autres hypothèses.

3. *Discordances d'âge méso-dévonien.* — Au début du chapitre qui concerne les formations du Mésodévonien supérieur, WAGNER place le postulat suivant :

---

(1) Page 119.

(2) Page 119, plus haut.

« Les mouvements orogéniques ont été d'une grande importance pour la position des formations méso-dévoniennes supérieures. »

Ce postulat (1) ne se trouve étayé que par une seule observation(2), relative à la discordance qui existe entre les schistes rouges et arkoses, et les schistes gris et grauwackes de la région sédimentaire située au nord-est de la dislocation de Schirmeck et du Donon.

« Il ressort d'une coupe visible dans la carrière des chemins de fer de l'Etat, entre Hersbach et Schirmeck, que les schistes et les grauwackes reposent en discordance sur les schistes rouges et les arkoses. La carrière est divisée, par une faille dirigée SSW-NNE, en deux parties dont la plus petite est située à l'ouest et la plus grande à l'est. La partie est se compose comme il a déjà été dit d'arkoses avec seulement d'insignifiantes intercalations de schistes rouges. Les couches ont la direction N 50 à 60° E et un pendage de 50° vers SE. A l'ouest de la faille, dans la partie supérieure (la plus élevée) de la carrière, se trouvent des schistes noirs ou gris foncés en partie zonaires, probablement chargés de graphite et de pyrite, contenant souvent des débris de plantes indéterminables et associés à des intercalations de grauwackes; la stratification est dirigée vers N 15 à 20° W et montre un pendage de 20° dirigé vers E ou ENE. Ces couches reposent sur la même arkose siliceuse claire que celles de la partie orientale de la carrière. Cette arkose a la même direction que l'autre, N 60° E, avec pendage de 40 à 45° vers SE. »

Tel est le seul argument basé sur l'observation du terrain que nous puissions trouver dans le mémoire de W. WAGNER; l'argument est en quelque sorte la clef de voûte de l'édifice stratigraphique qui nous est proposé.

Or il apparaît avec la plus grande évidence qu'il n'existe dans cette carrière aucune discordance méso-dévonienne. Mais une faille peu visible, parce qu'elle est parallèle au front de taille, sépare les schistes des arkoses dans la partie ouest comme dans la partie est de la carrière (fig. 7). De plus la direction des crochons ou rebroussements qui bordent la faille indique que l'arkose s'est abaissée par rapport aux schistes.

---

(1) Page 134.

(2) Page 143.

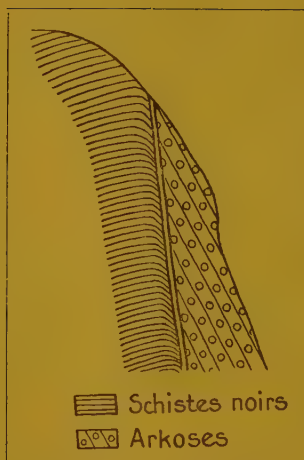


FIG. 7. — PRÉTENDUE DISCORDANCE ENTRE LES SCHISTES NOIRS ET LES ARKOSES A HERSBACH.

Une faille, parallèle au front de taille de la carrière, sépare en réalité les deux formations.

Jusqu'au moment donc où une autre preuve sera fournie, on est en droit de mettre en doute l'existence d'une discordance mésodévonienne dans la vallée de la Bruche.

Un autre point encore paraît inexact, la discordance des conglomérats de Russ qui se manifesterait, elle aussi, dans la zone sédimentaire située au nord-est de la zone de dislocation de Schirmeck et du Donon. Les conglomérats de Russ recouvriraient en discordance des sédiments du Dévonien moyen inférieur, des roches effusives et des brèches volcaniques du Dévonien moyen, des diabases à enstatite.

C'est encore l'idée d'une discordance méso-dévonienne. Mais ici l'auteur n'indique aucun point où cette discordance puisse être observée sur le terrain. Voici les quelques phrases dans lesquelles sont établies les preuves de cette discordance (1) :

---

(1) Page 136.

« Le conglomérat de Russ, comme le montre un coup d'œil sur la carte, repose en discordance sur les autres formations méso-dévonienues. Il recouvre à la fois des schistes gris méso-dévonienus inférieurs (ou complexe schisteux inférieur), des diabases compacts ou vacuolaires, des kératophyres compacts, des brèches volcaniques et enfin des diabases à enstatite qui ont, elles-mêmes, traversé les kératophyres et brèches volcaniques. Ces roches ne se montrent pas uniquement sur les bords du conglomérat, ou bien sous celui-ci dans les vallées d'érosion actuelles ; l'épaisseur du conglomérat doit être extrêmement variable et le socle sur lequel il s'est déposé doit avoir formé un pays extrêmement accident  . »

Remarquons d'abord qu'il faudrait également voir cette discordance ailleurs que sur la carte, c'est-à-dire sur le terrain. Mais sur la carte même le fait ne se dégage nullement avec évidence. La dernière des phrases rapportées ci-dessus indique, comme aussi la coupe construite par l'auteur pour matérialiser son interprétation (1), que le conglomérat de Russ repose horizontalement sur les formations plus anciennes redressées : ceci n'est pas démontré.

L'auteur conclut (2) :

« Il a donc dû se produire des mouvements orogéniques et une forte érosion au cours du Dévonien moyen avant le dépôt du conglomérat de Russ également m  sod  vonien. »

Toutes ces assertions ne reposent sur aucune observation décisive.

REMARQUES SUR L'ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE ADOPTÉE PAR WAGNER. — Portons maintenant notre attention sur l'échelle stratigraphique qui accompagne la carte géologique détaillée de la vallée de la Bruche (3)   tablie par W. WAGNER.

1. *Dévonien moyen supérieur : grauwackes, schistes, conglomérats de Russ (de m o).* — WAGNER place dans cet étage les grauwackes, les schistes et les conglomérats qui leur sont associés.

(1) Fig. 3, p. 136.

(2) Page 137.

(3) Voir la Carte jointe au mémoire de W. WAGNER (planche IV), ainsi que les feuilles (actuellement sous presse) Schirmeck, Plaine et autres de la Carte géologique détaillée d'Alsace et de Lorraine    1 : 25 000.

Si les grauwackes, schistes et conglomérats des environs de Schirmeck contenant des lentilles et des brèches fossilifères de calcaire sont givéliens, ainsi que le démontre leur faune, il n'en résulte pas que cet âge soit celui de toutes les grauwackes du massif.

C'est le cas en particulier des grauwackes de la vallée de la Wisches : elles ne sont pas en relation avec des calcaires, elles ne contiennent pas les polypiers si fréquents dans la pâte du conglomérat de Russ, elles n'ont aucun caractère des formations de type nettement dévonien. Il s'y trouve au contraire des troncs de *Knorria* et des phthanites à Radiolaires et ce sont là deux points caractéristiques des formations du Culm.

Le Dévonien moyen supérieur de WAGNER comprend donc, outre des formations qui appartiennent authentiquement au Givétien, des formations qui par leur composition lithologique et leur caractère paléontologique en sont nettement différentes, et qui même ont d'indéniables affinités avec le Culm.

Il n'y a pas lieu de revenir ici sur la phase orogénique qu'on prétend s'être manifestée avant le dépôt de ce Dévonien moyen supérieur et sur sa discordance avec les formations qualifiées de sous-jacentes.

2. *Dévonien moyen inférieur : Schistes rouges prédominants et arkoses (de  $mv_3$ )*. — Notons d'abord qu'il n'existe aucune raison d'ordre paléontologique pour mettre cet étage dans l'Eifélien, et qu'aucune observation certaine ne permet même d'affirmer qu'il est stratigraphiquement situé au-dessous du Givétien fossilifère ou qu'il constitue une unité stratigraphique définie. L'ordre de succession des couches dans une coupe transversale à la vallée de la Buiche, à la hauteur d'Hersbach (1), est le suivant du sud au nord : à la base les schistes (attribués à l'Eifélien inférieur) puis les conglomérats et calcaires de Russ (Givétien), au sommet les arkoses. Cet ordre de succession est conforme à celui que l'on observe dans la carrière WENGERT et PETIT.

---

(1) Par exemple la coupe 10 d donnée par BUECKING [201].



Non seulement donc il n'apparaît pas avec évidence que l'étage des arkoses soit Eifélien ; on trouve même des arguments pour lui attribuer une place au-dessus du Givétien.

3. *Dévonien moyen inférieur*: *Schistes gris prédominants et grauwackes gréseuses* (Complexe schisteux inférieur et complexe schisteux supérieur) (de  $mu_2$  et de  $mv_1$ ). — L'idée que ce complexe de couches pouvait constituer une unité stratigraphique avait été déjà émise antérieurement par BUECKING ; la présence de l'étage eifélien n'a pu être déterminée par des fossiles, on le sait, que dans la région du col de Hantz, de Champenay, Plaine et Diespach.

Des raisons tirées de l'analogie lithologique ont conduit à attribuer à cet étage les schistes situés en bordure du massif de granite du Champ-du-Feu au sud de Russ, de Schwarzbach et lieux voisins.

#### C. — TECTONIQUE DU MASSIF DE LA BRUCHE D'APRÈS BUECKING ET D'APRÈS WAGNER.

Peut-il être question de traiter de la tectonique du massif de la Bruche, lorsque la stratigraphie en est si mal connue ? Dans l'état actuel de nos connaissances il est évident que non.

BUECKING a cependant apporté une contribution extrêmement importante à ce point de vue en établissant quinze coupes géologiques transversales à travers le massif de la Bruche. Il a décrit chaque couche en détail, donnant exactement le pendage des couches, leur épaisseur et leur composition. L'auteur semble avoir été avant tout soucieux de faire un travail descriptif ; les interprétations qu'il propose, sans y insister, sont d'un caractère sommaire. Lorsque dans une coupe la direction du pendage des couches change de sens, BUECKING y indique, suivant les circonstances, un anticlinal ou un synclinal ; si une même couche semble exister en deux points d'une série de couches à pendage uniforme il admet un pli isoclinal : les failles enfin sont systématiquement négligées.

En réalité, ces interprétations sont tout à fait arbitraires : il est aventureux par exemple de considérer les lentilles de calcaire



récifal comme répondant à un seul et même niveau stratigraphique et de relier deux lentilles séparées par l'indication d'un anticlinal tracée d'un trait pointillé. A noter aussi qu'en fait, sur le terrain, on ne distingue aucune charnière anticlinale ou synclinale.

W. WAGNER s'est également occupé de la tectonique du massif de la Bruche ; il arrive à cette conclusion (1) que les plissements sont fréquents et qu'aux plissements se superpose un grand nombre de failles dirigées en tous sens. Les coupes détaillées données par WAGNER (2) révèlent une interprétation assez singulière des données de l'observation. Elles sont d'ailleurs relatives à des cas de valeur purement locale.

En réalité, le problème de la tectonique du massif de la Bruche demeure entier. Les travaux pourtant détaillés qui nous ont apporté la description des terrains ne nous laissent pas même entrevoir les lignes générales de leur architecture. Le seul fait qui soit mis en évidence est la propension des couches à un déversement vers le nord-ouest, déversement qui est surtout sensible dans la région de Raon-sur-Plaine.

#### D. — CONCLUSIONS RELATIVES A LA STRATIGRAPHIE DU MASSIF DÉVONO-DINANTIEN DE LA BRUCHE.

La discussion qui précède a montré l'état précaire de nos connaissances sur la stratigraphie du massif de la Bruche ; la substitution, ici forcée, de divisions lithologiques imprécises et arbitraires aux divisions normales basées sur l'étude de la faune est inévitablement la source de confusions nombreuses. Une véritable étude stratigraphique ne sera possible que lorsque de patientes recherches, et aussi le hasard, auront mis entre les mains des géologues des matériaux paléontologiques plus nombreux.

C'est donc uniquement comme résumé de ce tout qui précède, et à titre d'hypothèse de travail pour les recherches ultérieures, que je propose d'admettre pour les terrains de la Bruche la succession stratigraphique suivante (fig. 8). : celle-ci diffère par

(1) [191 page 143].

(2) Voir les coupes des pages 133 et 136.

certains points des hypothèses précédemment proposées sur le même sujet.

1° On peut, ainsi qu'on le faisait déjà autrefois, et d'ailleurs sous toutes réserves, attribuer à la base du Tournaisien les grau-wackes à plantes (*Cardiopteris*, *Bornia radiata*, *Knorria*) et à radiolarites de la vallée de la Wisches. J'ai fait remarquer que cette abondance de roches à Radiolaires est caractéristique de la base du Carbonifère inférieur dans une grande partie de l'Europe. Les plantes trouvées dans les grau-wackes, si elles ne sont pas caractéristiques du Carbonifère, offrent cependant un aspect qui est bien celui des végétaux du Culm. Et si tous les étages du Dévonien ont livré des empreintes végétales, seules du moins ces grau-wackes ont donné une abondance de troncs de grandes dimensions.

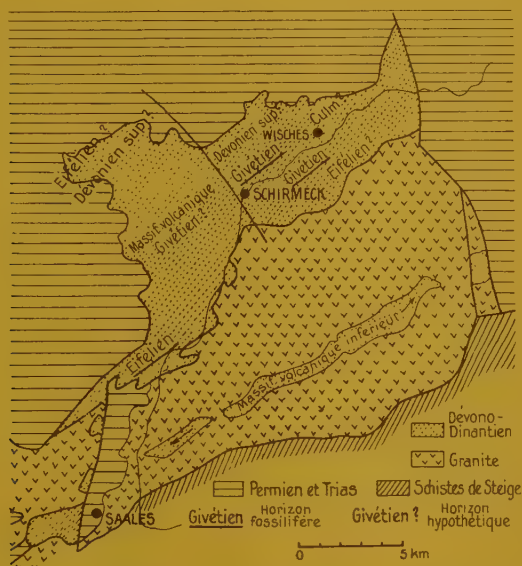


FIG. 8. — RÉPARTITION DES DIFFÉRENTS HORIZONS STRATIGRAPHIQUES DANS LA VALLÉE DE LA BRUCHE.

Il faut sans doute placer au même niveau les grauwackes à phtanites et brèches de phtanite vert de Hersbach, bien que ces roches soient légèrement différentes des précédentes par leur nature.

2° La coupe de la vallée de la Wisches montre qu'au-dessous de ces grauwackes viennent des schistes rouges micacés et des arkoses avec intercalation de lentilles calcaires dolomitiques. Aucun fossile déterminable n'a été trouvé ; des schistes analogues ont donné de rares empreintes végétales au Hahnenberg, près d'Urmatt, et aux ardoisières de la Nideck.

Si l'on admet l'hypothèse que les grauwackes à Radiolaires appartiendraient au Culm, on devrait voir nécessairement dans les schistes rouges et arkoses situés au-dessous l'équivalent du Dévonien supérieur. Jusqu'à présent aucun fait positif n'est venu confirmer cette manière de voir. Rien n'indique au surplus que toutes les arkoses et tous les schistes rouges soient du même âge.

3° Différentes observations, malheureusement en trop petit nombre, font considérer ces arkoses comme superposées aux grauwackes et conglomérats à faune givétienne (conglomérats de Russ et autres) dont l'âge est parfaitement défini. Le grand massif volcanique de Schirmeck ne représente selon toute vraisemblance qu'un faciès latéral et différent de ces terrains givétiens.

4° Ces formations reposent sur les schistes, arkoses et conglomérats à faune eifélienne de Champenay. Peut-être les arkoses et schistes de Raon-sur-Plaine sont-ils du même âge.

5° Enfin la base de la série est constituée par la traînée volcanique du Champ-du-Feu, d'âge indéterminé.

#### E. — COMPARAISON AVEC D'AUTRES MASSIFS DÉVONIENS.

LES VOSGES ET L'ARDEENNE. — Le caractère précaire de nos connaissances sur la géologie du massif de la Bruche n'empêche cependant pas quelques remarques susceptibles de présenter un intérêt général au point de vue stratigraphique.

Un premier fait mérite tout particulièrement d'être mis en évidence, le caractère constamment littoral des dépôts. En règle

générale la sédimentation y est très grossièrement détritique. C'est une association de conglomérats, d'arkoses, de grauwaackes et de schistes à débris végétaux.

On a depuis longtemps comparé ce faciès du Dévonien de l'Alsace avec celui du Dévonien de l'Ardenne ; à propos du conglomérat de Russ, on a rappelé le célèbre poudingue de Burnot qui n'est d'ailleurs pa. Givétien. La comparaison ne peut cependant être soutenue jusqu'au bout par qui analyse avec quelque détail les conditions de la sédimentation.

Dans l'Ardenne les faciès littoraux et détritiques sont essentiellement des faciès de transgression, on en peut suivre le déplacement vers le nord pendant toute la durée des temps dévoniens tandis qu'on observe généralement partout la présence, au-dessus du terme grossièrement détritique de la base, d'une série de sédiments de caractère pélagique.

En Alsace il n'en est pas ainsi ; il n'y a pas à parler de faciès de transgression car la sédimentation est restée toujours et dans toute la série, une sédimentation littorale et détritique. Ceci signifie que la mer ne gagnait pas peu à peu sur un continent ainsi qu'elle le faisait en Ardenne, mais qu'elle venait battre une terre émergée dont la surrection se poursuivait d'une manière continue.

LES VOSGES ET LES MASSIFS ALIGNÉS AU SUD DE L'AR-  
DENNE. — D'autre part les sédiments du massif de la Bruche, tout en restant constamment de nature littorale et formés sous faible profondeur d'eau, présentent cependant des épaisseurs qui se chiffrent par milliers de mètres : il faut donc admettre qu'un effondrement lent et continu s'est poursuivi pendant toute la période de leur genèse. C'est dire, en un mot, que le Dévonien de la vallée de la Bruche est caractérisé par un faciès nettement géosynclinal.

Les géologues n'ont guère prêté attention jusqu'ici à cette présence de faciès sédimentaires franchement littoraux, qui met en évidence l'existence au sud de l'Ardenne d'une terre émergée pendant presque toute la durée des temps dévoniens. Le fait est

cependant démontré par la comparaison des faciès des terrains qui occupent la zone par laquelle les Vosges se prolongent de part et d'autre, suivant la direction varisque; zone jalonnée par les points de repère suivants : Morvan, Vosges, Forêt-Noire, Thuringe, Moravie.

Dans le Morvan, le Dévonien inférieur et moyen manque complètement; les premiers dépôts appartiennent au Dévonien supérieur (Calcaires de Diou, schistes à Clyménies).

Dans les Vosges, la série dévonienne commence vraisemblablement, ainsi qu'on l'a vu, au Dévonien moyen; à tout le moins n'existe-t-il entre l'Eifélien et les terrains plus anciens que des formations purement volcaniques. Les faciès sont tout à fait littoraux.

Dans la Forêt-Noire, le Dévono-Dinantien débute avec le Culm.

En Thuringe, dans le Fichtelgebirge le Dévonien inférieur est absent et, comme dans les Vosges, la série dévonienne débute avec l'Eifélien par des formations exclusivement volcaniques. On sait par les travaux de WALTHER (1) que les schistes à Tentaculites, qui leur font suite, représentent un faciès néritique.

Enfin, en Moravie méridionale, les faciès du Dévonien sont grossièrement détritiques et rappellent ceux du massif de la Bruche(2).

Ainsi apparaît nettement l'existence d'une cordillère de terres émergées pendant tout le Dévonien inférieur et même, par endroits, jusque pendant le dépôt du Culm. La permanence du faciès littoral dans les formations du massif de la Bruche peut s'expliquer par la situation géographique de la région qui occupait la bordure d'un géantoclinal traversant l'Europe centrale aux temps primaires.

---

(1) WALTHER. Beiträge zur Geologie und Paleontologie des Paleozoikums in Ostthüringen. N. J., *Beil.-Bd.*, XXIV, 1907, p. 221.

(2) D'après communication orale de KOUTEK.

## II. LE MASSIF DES BALLONS.

### CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES.

**DIFFICULTÉS DE L'ÉTUDE.** — Le massif primaire des Ballons est caractérisé comme celui de la Bruche par l'épaisseur des formations sédimentaires qui le composent, par l'importance qu'y offrent les formations volcaniques et enfin par la rareté des fossiles qu'on y peut recueillir.

La stratigraphie de ce groupe de terrains nous est révélée par des gisements fossilifères en nombre extrêmement restreint. Mais ceux-ci ont laissé reconnaître, aux paléontologistes qui en ont étudié récemment la faune, des niveaux bien déterminés et, chose particulièrement heureuse, ils permettent de retrouver dans le massif les grandes divisions stratigraphiques ordinaires : car les uns appartiennent à l'extrême base du Viséen, les autres au Dévonien supérieur.

On sait donc actuellement avec une certaine précision quels terrains appartiennent au Viséen, au Tournaisien, au Dévonien : point essentiel sur lequel je ne crois pas inutile d'attirer tout d'abord l'attention, car il n'a encore fait l'objet d'aucune publication. C'est grâce aux recherches paléontologiques de ASSELBERGHS et de DELÉPINE que les hypothèses stratigraphiques émises jusqu'à ce jour sont enfin remplacées par des données positives.

Il s'en faut de beaucoup, cependant, que la géologie de cette partie des Vosges soit mieux connue que celle de la vallée de la Bruche. Le géologue s'y heurte aux mêmes obstacles : absence



de niveaux repères stratigraphiques, uniformité et épaisseur considérable des séries schisto-gréseuses non fossilifères, tectonique complexe et aussi mal connue dans l'ensemble que dans le détail.

RÉPARTITION DES TERRAINS. — La carte jointe à ce mémoire montre la répartition des différents terrains dans le massif des Ballons.

Le Viséen occupe un vaste faisceau synclinal que l'on suit, depuis Breuchotte près de Luxeuil, par Plancher-les-Mines, Gromagny, Masevaux et Thann, jusqu'à Guebwiller.

Ce faisceau synclinal s'élargit vers l'est en décrivant une sorte d'arc à concavité tournée vers le nord.

Dans la vallée de la Thur, la limite du Tournaisien et du Viséen est fixée par les gisements fossilifères de Bourbach-le-Haut et de Willer, qui appartiennent à la base du Viséen. Sur le versant occidental des Vosges la même limite n'est pas indiquée par des données paléontologiques, mais par des particularités lithologiques, le changement de faciès des roches.

Le Tournaisien forme deux grandes masses de part et d'autre du faisceau synclinal viséen. En Franche-Comté le Tournaisien est surtout volcanique ; en Alsace il est constitué par des schistes et des grauweekes non fossilifères ; l'âge de ces terrains est cependant établi car ils sont compris entre le Viséen et le Dévonien supérieur.

J'attribue aussi au Tournaisien, à cause de leur aspect, tous les schistes et grauweekes compris entre le Ballon de Guebwiller, le Petit Ballon et le Rothenbach. Mais la chose n'est ici qu'une probabilité, car il s'agit de terrains non fossilifères, et séparés du reste du massif primaire par une importante ligne de contact anormal que jalonnent des klippes de serpentines et de gneiss.

Le Dévonien n'existe pas dans la partie alsacienne du massif : il se trouve uniquement sur le flanc méridional du synclinal dinantien, dans la région de Belfort. Il est là représenté par des assises essentiellement schisteuses, qui à Chagey contiennent la faune du Famennien. Au-dessous viennent des calcaires et des formations volcaniques représentant sans doute le Frasnien.



## 1. GISEMENTS FOSSILIFÈRES DU MASSIF DES BALLONS.

---

LE GISEMENT DÉVONIEN DE CHAGEY. — Le gisement fossilifère de Chagey (Haute-Saône) se trouve à vrai dire entre Chagey et Chenebier, dans la vallée de la Luzine, au sein du petit massif de terrains primaires du bois de la Thure et du bois de Nan et recouvert pas d'épaisses forêts.

Ce gisement est situé hors de l'Alsace et par conséquent en dehors du cadre que nous avons fixé au présent travail. Mais son importance pour la géologie des Vosges entières ne nous permet pas de le passer sous silence.

Les premiers fossiles ont été signalés il y a près d'un siècle par THIRRIA [16], puis par ÉLIE DE BEAUMONT [34] et par KOECHLIN-SCHLUMBERGER [88]. Les anciens auteurs avaient déjà remarqué des empreintes d'Encrines et de Strophomènes.

Un gisement plus riche fut découvert par PARISOT [90] et par CHEVILLARD [89] en 1866, lors de travaux entrepris pour l'établissement d'une route. Les nouveaux fossiles furent étudiés par DE VERNEUIL qui conclut que le terrain fossilifère était « plutôt dévonien que silurien ou carbonifère ».

Différents auteurs ont ensuite cherché à interpréter la position stratigraphique du niveau de Chagey d'après les déterminations de DE VERNEUIL.

A. DE LAPPARENT (1) l'assimile à la base du Dévonien moyen. HAUG (2), tout en faisant les réserves que rendait nécessaires

---

(1) A. DE LAPPARENT. *Traité de Géologie*, 5<sup>e</sup> édition, 1906, p. 862.

(2) HAUG. *Traité de Géologie*, 1908-1911, p. 701.

l'ancienneté des déterminations, admet qu'il peut effectivement s'agir du Méso-dévonien. JAECKEL regarde l'horizon comme dévonien inférieur. Enfin, dans la légende de la feuille Lure de la Carte géologique, VÉLAIN et MICHEL-LÉVY attribuent aussi le niveau de Chagey au Dévonien moyen.

La connaissance de l'âge précis de ce gisement constitue cependant la clef de l'étude stratigraphique du massif des Ballons : j'ai donc prié E. ASSELBERGHS, professeur de géologie à l'Université de Louvain et spécialiste de la paléontologie dévonienne, d'étudier les fossiles récoltés par PARISOT et CHEVILLARD et actuellement conservés au Musée de la ville de Belfort. L. MEYER, conservateur de ce Musée, a eu l'obligeance de communiquer tous les matériaux nécessaires à l'examen. D'après les déterminations de ASSELBERGHS [217], le niveau de Chagey doit être attribué au Famennien (Dévonien supérieur).

La vallée de la Luzine donne du petit massif primaire une très bonne coupe transversale aux plis. En se dirigeant du sud vers le nord, de Chagey vers Chenebier, on rencontre d'abord une masse extrêmement importante de roches volcaniques. Ce sont surtout des andésites basiques accompagnées de leurs tufs, plus rarement des trachytes albitiques. Ces roches sont tout à fait semblables aux diabases et aux kératophyres du Dévonien de la vallée de la Bruche, tant par leur structure que par leur composition.

Immédiatement après le massif volcanique, on trouve de puissantes lentilles d'un calcaire gris clair, à cassures esquilleuses. Ce calcaire ne montre aucune trace d'organismes si ce n'est çà et là quelques débris d'articles d'Encrine, reconnaissables à la cassure brillante effectuée suivant les clivages de la calcite dont ils sont constitués.

L'examen au microscope n'apprend rien de plus car la recristallisation du calcaire a été complète.

Si l'on continue de relever la coupe vers le nord en suivant la route on rencontre, au-delà du calcaire, des schistes ocreux ou verdâtres: ceux-ci montrent, à certains niveaux, de petits trous ronds

qui représentent sans doute les traces de la dissolution d'articles d'Encrine, ces schistes ont livré autrefois à PARISOT et CHEVILLARD la faune dont il a été question. Celle-ci est répartie en deux niveaux, l'un caractérisé par des Trilobites, des *Chonetes* ou des *Orthis* de petite taille, l'autre riche en Crinoïdes et contenant d'ailleurs presque tous les fossiles.

Ceux-ci ont été déterminés par ASSELBERGHS comme appartenant aux espèces suivantes :

*Schuchertella pseudo elegans* GOSSELET  
*Orthis (Dalmanella) interlineata* SOWERBY  
*Orthis (Schizophoria) striatula* D'ORBIGNY  
*Camarotoechia* cf. *triaequalis* GOSSELET  
*Spirifer Verneuili* MURCHISON  
*Actinopteria* aff. *Aemiliana* FRECH  
*Posidonia venusta* MUNSTER  
*Phacops trinucleus* THOMAS  
*Cyrtosymbale bergica* RICHTER.

D'après ASSELBERGHS, cette faune est celle du Famennien plus précisément celle du Famennien supérieur. La masse calcaire sous-jacente pourrait donc représenter soit le Famennien inférieur, soit le Frasnien, soit les deux à la fois.

D'autre part, en continuant de relever la coupe on trouve le Houiller au-delà de ces schistes.

LES GISEMENTS VISÉENS DE BOURBACH-LE-HAUT ET DE WILLER. — Les gisements de la région de Bourbach-le-Haut sont de la même importance que ceux de Chagey pour éclairer la stratigraphie des Vosges. Ils sont remarquables de plus par la variété de la faune qu'ils ont livrée et aussi par l'importance des travaux paléontologiques dont ils ont été l'objet.

La première note relative aux fossiles dinantiens de cette région est de BLEICHER et date de 1882. Cependant la découverte du gisement était quelque peu antérieure, et due à un propriétaire de carrières, HEINÉ, qui avait remis l'objet de ses trouvailles à MIEG. Déjà quelques années auparavant un ingénieur des Mines, KELLER, avait récolté quelques mauvaises empreintes.

BLEICHER publia, seul ou en collaboration avec MIEG, un grand nombre de notes sur les gisements de la région [110, 111, 112, 113, 119, 123].

En 1884 le Service géologique d'Alsace-Lorraine fit exécuter des recherches par L. MEYER [121], et celui-ci tenta d'établir la stratigraphie et la tectonique générales du Carbonifère inférieur de la région.

Ce n'est qu'en 1895, 1896 et 1897 que parut le volumineux mémoire de TORNQUIST consacré à la paléontologie détaillée des fossiles récoltés [150].

Voici la longue liste des fossiles signalés jusqu'ici (1).

- Palechinus Lacazei* JULIEN.
- Rhoschinus elegans* M'COY.
- Pholidocidaris tenuis* TORNQ.
- Archaeocidaris Urti* FLEM.
- » *Wervekei* TORNQ.
- Leptechinus gracilis* TORNQ.
- Chonetes concentrica* DE KON.
- » *laguessiana* DE KON.
- » *dalmaniana* DE KON.
- » *perlata* M'COY.
- » *tricornis* SEM.
- » *ventricosa* TORNQ.
- » *Mac-Coyana* SEM.
- » *papilionacea* PHILL. sp.
- Productus corrugatus* M'COY.
- » *burbachianus* TORNQ.
- » *continentalis* TORNQ.
- » *semireticulatus* MART. sp.
- » *hemisphaericus* SOW.
- » *giganteus* MART. sp.
- » *margaritaceus* PHILL.
- » *undatus* DEFR.
- » *pustulosus* PHILL.
- Orthis Michelini* L'EVEIL. sp.
- » *resupinata* MART. sp.

---

(1) Les Échinides, les Brachiopodes et les Lamellibranches sont cités d'après TORNQUIST, les espèces des autres groupes d'après BLEICHER, MIEG et MEYER.

- Orthothetes crenistria* PHILL. sp.  
     » *fascifera* TORNQ.  
     » *arachnoidea* PHILL. sp.  
*Spiriferina avirostris* TORNQ.  
*Spirifer subcinctus* DE KON.  
     » *bisulcatus* SOW.  
     » *bisulcatus*, var. *semicircularis* PHIL.  
     » cf. *grandicostatus* M'COY.  
     » *pinguis* SOW.  
     » *subrotundatus* M'COY.  
     » *ovalis* PHILL., var. *hemisphaericus* M'COY.  
     » *Zitteli* SCHELLW.  
*Martinia glabra* MART. sp.  
*Reticularia lineata* MART. sp.  
*Terebratuloides pleurodon* PHILL. sp.  
*Camarophoria crumena* MART. sp., var. nov. *alsatica*.  
*Lingula mytiloides* SOW.  
*Avicula (Leiopteria) hirundo* DE KON.  
     »         » *laminosa* PHILL. sp.  
     » *puetigensis* TORNQ.  
*Pteronites naviformis* DE KON.  
     » *persulcatus* M'COY.  
*Aviculopecten densistria* SDBG.  
     » *concentricostriatus* M'COY sp.  
     » *Konincki* TORNQ.  
     » *barrandianus* DE KON.  
     » *alsaticus* TORNQ.  
     » *Meeki* DE KON.  
     » *plagiostoma* DE KON.  
     » *incrassatus* M'COY sp.  
     » *haidingerianus* DE KON.  
     » *zic-zac* TORNQ.  
     » *eximius* DE KON.  
     » *pulcher* TORNQ.  
     » *knockonniensis* M'COY.  
*Streblopteria laevigata* M'COY sp.  
*Aviculopinna spatula* M'COY sp.  
*Myalina tenuisulcata* TORNQ.  
     » *ampliata* DE RYCKH.  
*Modiola patula* M'COY.  
     » *lithodomoides* ETER.  
     » *impressa* DE KON., var. nov. *alsatica*.

- Ctenodonta sinuosa* DE RYCKH.  
     » *elegans* TORNQ.  
*Nuculana birostrata* M'COY sp.  
*Macrodrus Beneckeii* TORNQ.  
     » *semicostatus* M'COY sp.  
     » *undatus* DE KON.  
     » *expansus* DE KON, var. nov. *alsaticus*.  
     » *simplex* TORNQ.  
     » *intermedius* DE KON.  
     » *Koeneni* TORNQ.  
     »       »       » var. *gibbosus*.  
     » *argutus* PHILL. sp.  
*Conocardium aliforme* (SOW.) DE KON.  
     » *naviforme* TORNQ.  
     » *inflatum* M'COY.  
*Sanguinolites formosus* DE KON.  
     » *tricostatus* PORTL. sp.  
     » *striato-lamellosus* DE KON. sp.  
     » *discors* M'COY, var. nov. *altus*.  
     » *angulatus* DE KON.  
     » *claudus* DE KON.  
     » *lamellosus* TORNQ.  
     » *simplex* TORNQ.  
     » *ornatus* TORNQ.  
*Edmondia sulcata* PHILL. sp.  
     » *alsatica* TORNQ.  
     » *subtornacensis* TORNQ.  
     » *decorata* DE KON.?  
     » *difficilis* DE KON. var. *alsatica*.?  
*Protoschizodus aequilateralis* M'COY sp.  
     » *insignis* DE KON.  
*Janeia tenuis* TORNQ.  
     » *oblonga* TORNQ.  
*Taphyllopteris collombiana* SCHIMP.  
*Monticulipora tumida* DE KON.  
*Azophyllum*.  
*Fenestella*.  
*Bellorophon* sp.  
*Zaphrentis*.  
*Bucania textilis* DE KON.  
*Straparollus Dionysii* DE MONT.  
*Euomphalus pentagonalis* PHILL.?  
*Phymatifer pugilis* PHILL.  
*Tychonia omaliana* DE KON.

- Macrochilina Newberryi* STEFENS.?  
 » *aff. ventricosa* DE KON.  
*Worthenia aff. Waageni* DE KON.  
*Platychisma glabrata* DE KON.  
*Ptychomphalus sulcifer* DE KON.  
 » *aff. variatus* DE KON.  
 » *aff. glans* DE KON.  
*Baylea spirata* DE KON.  
*Phanerotinus nudus* SOW.  
*Lozonema aff. priscum* GOLDF.?  
 » *pulcherrimum* M'COY.  
*Macrochilina aff. monodontiformis* DE KON.  
*Macrocheilus*.  
*Murchisonia amoena* DE KON.?  
*Murchisonia nana* DE KON.  
*Naticopsis* sp.  
 » *planispira* PHILL.  
 » *Sturii* DE KON.  
 » *elegans* DE KON.  
*Turbinilopsis koeninghausianus* DE KON.  
 » nov. sp. MEYER.  
*Raphistoma junior* DE KON.  
*Capulus Oehlerti* DE KON.  
*Entalis ingens* DE KON.?  
 » *acumen* DE KON.?  
 » *cyrtoceratoides* DE KON.  
*Goniatites sphaericus* MART.  
*Nautilus sulcatus* SOW.  
*Orthoceras aff. neglectum* DE KON.  
 cf. *Hyalithes* sp.  
*Phillipsia* sp.  
*Phillipsia Eichwaldi* v. MOELL.

Actuellement, la faune de Bourbach-le-Haut est étudiée à nouveau. L'éminent spécialiste de la géologie du calcaire carbonifère, G. DELÉPINE, professeur à l'Université catholique de Lille, a bien voulu entreprendre ce minutieux travail.

Les résultats de ces nouvelles investigations ne sont pas encore publiés; je suis cependant dès maintenant autorisé à dire que les déterminations de TORNQUIST ne sont pas conformes aux données de la paléontologie moderne. Pour certains fossiles



elles étaient inexactes : c'est ainsi qu'on ne rencontre pas à Bourbach le *Productus giganteus*, dont la présence supposée avait fait attribuer le gisement au Viséen supérieur.

« La faune de Bourbach-le-Haut indique que les formations y appartiennent au Viséen inférieur et sont, notamment, l'équivalent des couches connues en Belgique sous le nom de marbre noir de Dinant, et qui dans le nord de la France sont englobées sous le nom de calcaire de Bachant » (1).

Les couches de Bourbach appartiennent donc à la base du Viséen.

Les points fossilifères sont assez nombreux.

1° Le premier gisement découvert à Bourbach se trouvait à la sortie ouest du village, sur le chemin de Masevaux. Ce gisement n'apparaît plus actuellement.

2° Un autre point fossilifère fut plus tard découvert dans le chemin creux qui, du village de Bourbach, monte par le fond d'un ravin vers la ferme de la Boutique. Les fossiles se rencontrent au-dessous d'une nappe de porphyre rouge, dans des schistes siliceux noirs et dans une grauwaacke verdâtre. Ce gisement est actuellement le plus accessible et le plus riche. Il a fourni une ample récolte de fossiles lors de la visite de ce point, en 1925, par la Société géologique de France.

3° Un autre gisement se trouve un peu en amont de la ferme de la Boutique, sur le flanc ouest du ravin, en un point où des schistes siliceux durs ont ménagé une sorte de petite grotte.

TORNQUIST note aussi l'existence de fossiles sur la rive ouest du ruisseau de Bourbach, le long du chemin conduisant de Waldmatten à la route de Bourbach-le-Haut à Masevaux, à un tournant situé à l'ouest de la ferme de la Boutique.

4° Pendant la guerre l'ouverture de la route Joffre, qui joint Bitschwiller à Masevaux, a mis à jour entre Bourbach-le-Haut et le col du Hunsruck un grand nombre de points contenant des

---

(1) Communication personnelle de G. DELÉPINE.

fossiles. Mais ces derniers sont rares et dispersés. Le meilleur gisement était celui qu'avaient découvert GIGNOUX et GACHOT en 1919, au voisinage du col : des travaux de réfection l'ont fait disparaître depuis.

5° Signalons encore le gisement, actuellement caché, situé à l'altitude de 700 mètres sur le chemin en lacets qui descend du col du Hunsruck vers Bitschwiller; c'est de ce point que proviennent presque tous les Échinides décrits par TORNQUIST.

6° TORNQUIST signale en outre la découverte, dans des schistes siliceux, de quelques fossiles en amont de la ferme d'Allenburn près de Willer et dans le ravin de l'Ankergrund au nord du col du Hunsruck.

7° Enfin d'autres fossiles ont été trouvés dans une petite carrière située sur la route de Willer à la ferme de l'Altrain, à environ 200 mètres en deçà de l'embranchement du chemin conduisant vers Nudloch.

Il n'existe actuellement aucune raison d'admettre une différence de niveau stratigraphique entre ces différents gisements.

LE GISEMENT DE PLANCHER-LES-MINES. — Le gisement de Plancher-les-Mines avait été découvert en 1847 par JOURDAN, dans les tufs situés à la sortie nord de la localité. Les fossiles suivants ont été signalés, en 1855, par FOURNET (82) :

- Gorgonia.*
- Amplexus.*
- Caryophyllia.*
- Encrinites.*
- Poteriocrinites.*
- Cardinia.*
- Arca.*
- Avicula.*
- Cardium.*
- Productus Martini.*
- » *giganteus.*
- » *semireticulatus.*
- » *pyxidii.*
- » *comoides*
- » *undiferus.*

*Leptaena.*  
*Orthis.*  
*Spirifer.*  
*Terebratula.*  
*Euomphale.*  
*Pleurotomaria.*  
 Moule de *Murchisonia*  
*Capulus.*  
*Orthoceratites.*  
*Phillipsia.*

Le gisement de Plancher-les-Mines n'a pas été retrouvé et KOECHLIN-SCHLUMBERGER en mettait même en doute l'existence [86]. Les fossiles découverts par JOURDAN sont conservés au Musée d'Histoire naturelle de Lyon, où ALB. MICHEL-LÉVY [185] y a reconnu les mêmes types de *Productus* qu'à Bourbach-le-Haut. Cette analogie tendrait à faire regarder le niveau de Plancher-les-Mines comme appartenant au Viséen inférieur, horizon qui est celui de Bourbach-le-Haut. Mais avant de se prononcer sur l'attribution à tel ou tel niveau particulier du Viséen, il conviendrait d'attendre que les anciennes déterminations de FOURNET aient été revues par un spécialiste de la paléontologie du Calcaire carbonifère.

LENTILLES DE CALCAIRE VISÉEN DE WILLER ET DU TRÉMONT. — Dans la région de Willer et du Trémont se trouvent des lentilles calcaires qui, sans contenir aucun fossile de grande taille, sont cependant extrêmement caractéristiques du Viséen.

Ce sont des calcaires noirâtres, parfois gréseux. On y voit au microscope des débris d'Encrines et de Polypiers, et des oolithes contenant à leur centre des Foraminifères parmi lesquels dominent les *Endothyra* caractéristiques du Carbonifère inférieur (1). L'épaisseur de ces lentilles n'est jamais grande ; elles forment des bancs qui se coincent de part et d'autre.

Dans la région de Willer les calcaires avaient été déjà signalés par VOLTZ en 1828, près de la ferme d'Allenburn. C'est sans doute au même niveau qu'appartient le banc de calcaire découvert par VAN WERVEKE au Stimpfelrain. On trouve aussi des blocs

(1) Planche V, figure 2.

de calcaire oolithique sur le chemin de Willer au Thanner Hubel, à 600 mètres d'altitude environ sur le flanc de la montagne qui domine Allenburn. C'est encore dans la même région, au nord-est de ces affleurements, que se trouve une carrière signalée par TORNQUIST, sur la route de Willer à Altrain, 200 m. avant la bifurcation vers Nudloch ; elle montre des lentilles de calcaire interstratifiées dans les schistes.

Des lentilles calcaires plus importantes ont été découvertes par ALB. MICHEL-LÉVY sur le revers sud-est du Trémont, entre les bornes 3478, 3479 et 3482 de l'ancienne frontière. Ces calcaires, enfermés dans des conglomérats et des tufs stratifiés, ont subi une recristallisation moins avancée que celle qui a affecté les calcaires de Willer. MICHEL-LÉVY [185] y a signalé, à côté de débris de Lamellibranches, de Gastéropodes et de Brachiopodes, les Foraminifères suivants :

*Endothyra*  
*Nodosinella*.  
*Valvulina*.  
*Tetraxis*.  
*Trochammina*.  
*Saccamina*.

La lentille calcaire du Trémont présente un intérêt tout spécial parce que, située entre le gisement de Plancher-les-Mines et ceux de Bourbach, elle marque la continuité du niveau marin à travers toutes les Vosges.

LES GISEMENTS DE VÉGÉTAUX. — Les empreintes végétales sont extrêmement fréquentes dans toute la série des terrains du massif des Ballons, mais elles sont le plus souvent indéterminables. Parfois elles sont associées aux restes de la faune marine : dans les gisements de Bourbach on trouve fréquemment avec les coquilles des débris de tiges et de feuilles. Cependant les gisements où abondent les végétaux déterminables (ce sont surtout des troncs et des tiges) sont cantonnés en un petit nombre de points : ils appartiennent d'ailleurs à des niveaux distincts.

La flore du Dinantien ou, comme il est d'usage de dire lorsqu'il s'agit d'horizons stratigraphiques caractérisés par la présence de végétaux, la flore du Culm a été étudiée et figurée par SCHIMPER [86] qui, le premier, en a reconnu l'âge.

Les espèces déterminées proviennent des points suivants :

1<sup>o</sup> les carrières de la rive droite de la vallée de la Thur, à Thann ;

2<sup>o</sup> la carrière dite de la Forêt pétrifiée (Versteinerter Wald) à environ 2 kilomètres au nord de Thann, dans un vallon latéral aboutissant de la vallée du Kattenbach ;

3<sup>o</sup> la rive gauche de la vallée de la Thur à Bitschwiller, au sud de la vallée à l'Erzenbach ;

4<sup>o</sup> les carrières de Bourbach-le-Bas.

On y a recueilli en ces divers points :

- Calamites radiatus* BRONGN.
- Stigmaria fucoides* BRONGN.
- Ancistrophyllum stigmariæforme* GOEPP.
- Knorria imbricata* STERNB.
- Knorria schralliana* GOEPP.
- Didymophyllum Schottini* GOEPP.
- Sagenaria veltheimiana* PRESL.
- Sagenaria acuminata* GOEPP.
- Cyclopteris polymorpha* GOEPP.
- » *collombiana* SCHIMP.
- » *Koechlini* SCHIMP.
- Sphenopteris schimperiana* GOEPP.
- Dadoxylon vogesiacum* UNGER.
- Dadoxylon ambiguum* ENDL.

Cette flore avait été rapprochée par SCHIMPER de celle du Culm. Plus tard GRAND'EURY émit l'opinion qu'elle se composait plutôt de plantes appartenant nettement au Houiller. La découverte du niveau marin dinantien de Bourbach-le-Haut est venue confirmer le diagnostic de SCHIMPER. Il s'agit sans doute d'un niveau élevé du Culm ; mais ceci ne peut être affirmé tant que les déterminations de SCHIMPER n'ont pas été revues.

On trouve à Champary, au nord de Ternuay (Haute-Saône), des troncs nombreux dans des grauweekes passant à des brèches volcaniques. Cet horizon à végétaux semble correspondre à celui de Thann et de Bourbach-le-Bas comme le gisement marin de Plancher-les-Mines le ferait à celui de Bourbach-le-Haut.

L'abondance de végétaux dans les gisements du Culma per mis la formation de quelques couches d'anthracite terreuse, dont l'existence n'offre d'ailleurs aucun intérêt au point de vue pratique. Ces couches charbonneuses ont été cependant activement recherchées autrefois ; les anciens auteurs signalent la présence d'anthracite à Masevaux, à Bourbach-le-Bas, à Thann, dans le haut du vallon de Steinbach à Uffholz. Les travaux récents d'amélioration de la route Joffre entre Bourbach-le-Haut et le col du Hunsruck, ont également mis au jour une grauwacke très charbonneuse intercalée dans les couches marines.

Le Tournaisien ne contient en général que des débris de végétaux indéterminables, et jamais d'anthracite. Cependant SCHIMPER a signalé la présence au col de Bussang de :

*Triphyllopteris collombiana* SCHIMP.

*Archaeocalamites radiatus* BRGT.

Ces deux espèces ne suffisaient assurément pas à permettre une détermination de l'âge des couches qui les renferment : mais l'âge de ces couches est connu par ailleurs.

## 2. STRATIGRAPHIE DU MASSIF DES BALLONS.

---

### A. — LES INTERPRÉTATIONS STRATIGRAPHIQUES ANTÉRIEURES.

LA STRATIGRAPHIE DU MASSIF DES BALLONS D'APRÈS VAN WERVEKE. — Exception faite du niveau dévonien de Chagey les différents niveaux fossilifères sont, on le voit, groupés dans une étroite bande de terrain qui représente certainement tout ou partie du Viséen. Tout le reste du massif est formé de couches où l'on n'a trouvé jusqu'à présent aucun fossile. C'est donc la nature lithologique de ces couches qui doit permettre d'y distinguer une succession stratigraphique. Disons de suite qu'aucune division ne s'y impose d'une façon définitive par des caractères particulièrement marqués ; les coupes que l'on peut relever varient d'ailleurs notablement suivant les points considérés.

Une première esquisse, de caractère très sommaire, avait été proposée par MEYER [121] peu après la découverte des gisements de Bourbach-le-Haut. Nous ne nous y arrêterons pas et nous passerons immédiatement à l'étude publiée en 1892 par VAN WERVEKE [144].

Celle-ci donne la succession des couches telle qu'elle peut être observée dans la vallée de la Thur entre Thann et Moosch. La coupe présentée est une coupe théorique, en ce sens qu'elle ne pourrait être intégralement relevée sur le terrain ; elle contient une part d'interprétation qui consiste en ce que l'auteur y introduit des couches que l'on n'observe pas dans la vallée de la Thur, mais seulement à quelque distance de là, dans les montagnes situées soit à l'est soit à l'ouest de la vallée. La coupe est donc en



réalité moins précise qu'elle n'en donne l'illusion à simple lecture de la note.

Sa valeur est de plus tout à fait locale. On en reconnaîtrait peut être vaguement les traits dans la vallée de la Doller ; on ne pourrait aucunement le faire dans la vallée de Giromagny.

Dans la vallée de la Thur on rencontrerait donc en allant du sud-est vers le nord-ouest une succession de terrains de plus en plus anciens, dont il convient de donner l'indication d'après VAN WERVEKE.

1. Au toit, porphyre labradorique brun (1), puissance environ 600 m. — Stauffen, pied de l'Engelsburg.
2. Grauwacke compacte, jaune d'ocre ou gris verdâtre clair, à cassure conchoïdale, parfois silicifiée, alternant souvent avec des grauwackes très feldspathiques, fines ou finement grenues, des brèches de porphyrite (en partie peut-être des tufs) et des conglomérats. Schistes siliceux observés à un endroit seulement. Nombreux restes de plantes, en particulier dans la roche compacte. Épaisseur environ 2.250 m. — Entre Bitschwiller et Thann.
3. Prédominance de grauwackes à grain fin ou grossier, parfois conglomératiques, présence accessoire de grauwacke compacte et de schiste noir charbonneux. Nombreux restes de troncs. Puissance au moins 300 mètres. — Forêt pétrifiée près de Thann et grande carrière entre Bourbach-le-Haut et Bourbach-le-Bas.  
 La flore du Culm décrite par SCHIMPER provient des couches 2 ou 3 ; les fougères se trouvent surtout dans 2.
4. Porphyres labradoriques bruns, 30 à 500 mètres. — Amselkopf ; au-dessus de la Forêt pétrifiée.
5. Grauwacke compacte ou finement grenue et conglomérat de porphyrite, environ 15 m. — Dépression au nord du Grumbachkopf.
6. Porphyre labradorique brun, 2.000 m. de puissance au Herrenstubenkopf.
7. Grauwacke compacte à grains fins, brèches et conglomérats de porphyrite, conglomérats avec gneiss, grauwackes, schistes siliceux, etc. Restes de plantes. Puissance atteignant 150 m. — Pastetenplatz.

---

(1) Ce porphyre labradorique brun est en réalité, ainsi qu'on le verra plus loin, une andésite micacée à feldspath relativement acide.

8. Porphyre labradorique brun, 300 m. de puissance. — Pente sud du Baecherkopf, sommet au nord du Wolfskopf, rochers du Herrenfluh.
9. Grauwackes et conglomérats. La zone est étroite au Baecherkopf et peu visible; elle se compose de grauwackes à grain fin ou petit. Dans la dépression au-dessus du Herrenfluh, il s'y ajoute des conglomérats avec des galets de porphyre labradorique brun et du porphyre quartzifère du Molkenrain. Épaisseur moyenne 60 m.
10. Porphyre labradorique brun, 150 m. de puissance. — Baecherkopf.
11. Brèches et conglomérats de porphyrite dominants, accompagnés de grauwackes à grain fin avec restes de plantes. La puissance est en moyenne de 250 m. — Wüstgrund.
12. Porphyre labradorique brun. La nappe est la plus épaisse, environ 300 m., au sommet situé au nord du Baecherkopf; elle diminue d'épaisseur en direction est comme en direction ouest et semble se coincer au Hirzenwasen.
13. Porphyre quartzifère (1), puissance de 600 à 2.300 m. — Hartmannswillerkopf, Molkenrain.
14. Prédominance de conglomérats et brèches de porphyrite, accompagnés de grauwacke fine ou à petit grain. Près de Wickenbaechle 75 m.; notablement plus épaisse dans la partie supérieure de la vallée de Wuenheim.
15. Porphyre labradorique brun, d'épaisseur atteignant 500 m. — Thierenbacher Kopf, entre la ruine et la ferme Freundstein; Hunsruck.
16. Grauwacke compacte à cassure conchoïdale, alternant avec des grauwackes à grain fin et des conglomérats de porphyre contenant des galets du porphyre de Rothutel. Puissance près de Baeselbach 450 m. A ces couches appartient le gisement de fossiles animaux signalé par G. MEYER. En outre, restes de plantes.
17. Porphyre de Rothutel (2). Atteint apparemment sa plus grande épaisseur au Steinklotz en-dessous du Rothutel, mais se coince rapidement au nord et au sud. Près de La Boutique il mesure 175 m.
18. Grauwackes compactes à grain fin et cassure conchoïde. Épaisseur près du Freundstein 100 m., moins que dans le chemin creux entre Bourbach-le-Haut et La Boutique. En ce dernier point BLEICHER a signalé l'existence d'une faune abondante; avec les restes d'animaux se trouvent aussi des restes de végétaux.

---

(1) Rhyolite à amphibole.

(2) Trachyte albitique rouge.

Là où manque le porphyre de Rothutel, ces couches font immédiatement suite à 16.

Ces couches 1 à 18 constituent un premier groupe que VAN WERVEKE appelle étage supérieur; il est caractérisé, au point de vue pétrographique, par l'intercalation de porphyres labradoriques bruns, du porphyre de Rothutel et du porphyre quartzifère; au point de vue paléontologique, par la présence de nombreux restes végétaux et l'existence à sa base du gisement fossilifère du chemin creux de la Boutique. L'épaisseur de cet étage serait de 10.535 m.

19. Porphyre labradorique gris. Puissance à la ruine Freundstein environ 200 m.; plus grande dans la vallée de Rimbach.
20. Schistes noirs, grauweekes à grain fin, parfois conglomératiques. Puissance près du Freundstein 120 m., dans la vallée de Rimbach 300 m. Le premier gisement fossilifère décrit par BLEICHER, sur le chemin de Bourbach-le-Haut à Masevaux, appartient probablement à ces couches. Contient aussi des restes de plantes.
21. Porphyres labradoriques gris, 95 m. de puissance près de Kohlschlag; également dans la vallée de Rimbach avec une puissance moindre.
22. Schistes noirs et grauweekes, 220 m. A 160 m. au-dessus du porphyre labradorique gris, au toit de la couche 23, quelques rares fossiles animaux. — Ouest de Kohlschlag.
23. Porphyre labradorique, 130 à 300 m. — Ouest de Kohlschlag, Rimbach.
24. Schistes noirs, grauweeke à grain fin et conglomérats à galets de grauweeke et de quartz; accessoirement conglomérats avec blocs d'un porphyre rouge. A la base se trouve un banc avec galets de quartz et de gneiss et, 80 m. au-dessous du porphyre labradorique gris, un banc d'au moins 40 cm. d'épaisseur d'un calcaire bleu-gris très riche en Entroques. Puissance totale 150 m. — Stimpfelrain près de Willer.

Le groupe des couches 18 à 24 constitue un étage moyen caractérisé par le porphyre labradorique gris et par l'aspect spécial de grauweekes. Son épaisseur serait de 1105 m.

25. Schistes noirs ardoisiers avec de nombreuses intrusions de diabase à grain fin ou grossier. Les schistes sont durcis au contact de la

diabase (1). Puissance 400 m. Le chemin de la gare de Willer à Brand près de Moosch montre bien ces couches, immédiatement au-dessus des premières, sur une distance de 400 m. Il est probable qu'à ce niveau appartiennent les schistes noirs du col de Bussang qui renferment de nombreux débris de plantes mais peu de restes déterminables (*Triphylopteris collombiana* SCHPR. ; *Archeocalamites radiatus* BRGT.)

26. Alternance de grauwackes et de schistes passant vers le bas à des dépôts ininterrompus de grauwackes. Les grauwackes sont quartzeuses, à grain fin, de teinte vert clair, avec des lentilles de variétés à grain grossier. Les schistes ressemblent à ceux de la couche 25 mais sont généralement plus bruns ou plus jaunes ; tout à fait accessoirement il s'intercale entre eux des schistes rouges. Quelques débris de plantes indéterminables. Puissance d'au moins 400 m. — Au-dessous des schistes noirs 25 entre la gare de Willer et Moosch, au-dessous de Moosch ; sur la rive gauche de la vallée.

Ce dernier groupe ou étage inférieur se distingue par l'absence de roches volcaniques et l'absence de fossiles. Son épaisseur serait de 950 m.

Quelles critiques soulève cette minutieuse énumération ?

Un premier reproche à lui faire vise la trop grande importance attribuée aux formations volcaniques. Les coulées et les tufs sont des formations qui varient latéralement de composition et de puissance, et cela dans des limites que rien ne permet de prévoir. Il est peut-être juste de marquer que le premier grand groupe est caractérisé par des roches du type porphyre labradorique brun, le second par des roches du type porphyre labradorique gris, le troisième par l'absence de roches volcaniques ; mais il est certainement abusif de caractériser par des porphyres, d'ailleurs mal déterminés, des zones individualisées et numérotées comme des horizons paléontologiquement définis. En fait on ne retrouve la succession ainsi arrêtée dans aucune autre coupe que celle de la vallée de la Thur.

---

(1) Ces schistes durcis au contact de la diabase sont, en réalité et pour partie, des schistes siliceux à Radiolaires (voir planche V, figure 3).

Un second reproche à faire est celui-ci, qu'aucun compte n'a été tenu de la structure tectonique : si celle-ci reste inconnue elle n'en existe pas moins.

Il semblerait, d'après l'énumération qu'on vient de lire, qu'une série stratigraphique de couches horizontales s'est trouvée naturellement disposée tout d'un bloc sur la tranche des couches, de telle manière que nous puissions l'examiner et la mesurer. N'y aurait-il donc jamais, dans la coupe, réapparition de la même couche? La possibilité qu'il existe des synclinaux, des anticlinaux, des laminages de couches porte un grave préjudice à l'autorité du dénombrement.

Cette même possibilité enlève toute sécurité à l'estimation faite de la puissance de la série de couches : et la remarque vaut non seulement pour l'apparente précision des chiffres donnés, mais aussi pour la simple estimation de l'ordre de grandeur de cette puissance.

VAN WERVEKE par exemple attribue 400 m. d'épaisseur à la couche 26. Or cette couche 26 montre dans la région du Rothenbach et du Trehkopf une épaisseur de plus de 10000 mètres. La puissance réelle en est-elle ce chiffre énorme, ou bien faut-il compter avec des retours multiples d'un même horizon? On ne peut pour l'instant le savoir, mais dans l'une et l'autre hypothèse le procédé d'estimation employé se montre défectueux.

On peut en troisième lieu se demander quel rapport existe entre la subdivision proposée et les étages basés sur la détermination de la faune, et l'on n'obtient aucune réponse claire.

Il ne semble pas d'une part qu'il y ait à établir une distinction quelconque entre la faune de l'étage supérieur, celle du gisement de La Boutique, et la faune de l'étage moyen, celle du gisement de la route de Masevaux : toutes deux sont caractéristiques du Viséen inférieur. A ce point de vue les 24 premières couches n'ont donc aucune signification individuelle. D'autre part les deux dernières couches, 25 et 26 sont plus épaisses à elles seules que les 24 autres réunies, et seules déterminées par la présence d'éléments paléontologiques.

LA STRATIGRAPHIE DU MASSIF DES BALLONS D'APRÈS ALB. MICHEL-LÉVY. — ALB. MICHEL-LÉVY est le principal auteur de la feuille Lure et Mulhouse de la Carte géologique détaillée de la France. Ses travaux ont porté sur la totalité du massif primaire de Lorraine et de Franche-Comté, et sur une grande partie du massif alsacien ; la région qu'il a explorée en Alsace est en partie la même que celle qui avait été l'objet des investigations de VAN WERVEKE.

On a pourtant peine à reconnaître que les deux auteurs traitent du même domaine, car on ne trouve à la lecture aucun point de contact entre leurs travaux : ni dans le langage qu'ils emploient, ni dans les faits qu'ils rapportent, ni dans les idées qu'ils émettent pour les interpréter. Ce n'est qu'en allant sur le terrain pour y confronter les deux doctrines avec la réalité, qu'on aperçoit, à travers les dissemblances résultant de la forme même de ces doctrines, les faits matériels qui en sont le fonds commun.

La différence des doctrines s'explique par la différence des méthodes qu'ont employées ces deux auteurs. Les travaux de VAN WERVEKE sont essentiellement analytiques ; ils ont d'abord souci de l'exactitude du détail. Au contraire MICHEL-LÉVY a abordé les Vosges avec des vues largement synthétiques, qu'il puisait dans la comparaison avec les terrains du Morvan [184, 185].

Les deux auteurs ont suivi des voies différentes pour pénétrer le problème : celui-ci est si vaste et si touffu qu'il n'est pas étonnant qu'ils ne se soient pas rencontrés en le parcourant.

ALB. MICHEL-LÉVY a distingué les horizons suivants (page 299) dans une note publiée en collaboration avec CH. VÉLAIN [181].

La limite entre le Dévonien et le Tournaisien ne pouvant être précisée puisque les roches sont uniquement volcaniques, MICHEL-LÉVY a adopté pour la Carte géologique les divisions suivantes :

- h<sub>IV</sub> Viséen
- hd Tournaisien et Dévonien supérieur
- d Dévonien moyen de Chagey (1)

---

(1) Cette répartition stratigraphique ne s'accorde pas avec les récentes déterminations de fossiles (voir plus haut, p. 280).

STRATIGRAPHIE DU MASSIF DES BALLONS  
D'APRÈS ALB. MICHEL-LÉVY

|                                                                                                                     |                                                                                                                            |                                                                                       |                                                                                                                     |                                            |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------|
| VISÉEN                                                                                                              | Brèche porphyritique rouge et verte.<br>Tufs gris vert.<br>Schistes gris.<br>Arkoses et poudingues à éléments granitiques. | Faune viséenne de Plancherles-Mines et de Bourbach-le-Haut<br>Flore du Culm de Thann. | Orthophyres passant à la microgranulite, porphyrites labradoriques et mélaphyres.                                   | Non métamorphisés par le granite           |
| TOURNAISIEN                                                                                                         | Schistes gris et arkoses de Bussang.<br>Tufs et brèches orthophyriques rouges.                                             | Flore du Culm de Bussang.                                                             | Orthophyres obsidienniques et variolitiques, porphyres pétersiliceux.                                               | Métamorphisés partiellement par le granite |
| DÉVONIEN<br>(Par analogie avec les zones dioritisées de digestion des calcaires dévoniens dans le Plateau Central). |                                                                                                                            |                                                                                       | Orthophyres passant au microgranite, porphyrites amphiboliques, diorites, diabases, gabbros et granite à amphibole. | Complètement métamorphisés.                |
| DÉVONIEN OU ANTÉRIEUR ?                                                                                             | Quartzites gneissifiés de Saint-Maurice et de Rapailles.                                                                   |                                                                                       |                                                                                                                     | Complètement métamorphisés.                |



La limite entre les couches viséennes et les couches tournaisiennes et dévoniennes peut être déterminée par la considération de la nature chimique des roches volcaniques : les laves tournaisiennes sont plus sodiques que potassiques, les laves viséennes sont plus potassiques que sodiques.

Les terrains ainsi groupés sont répartis de la manière suivante sur la feuille Lure-Mulhouse.

Le Viséen constitue une bande synclinale qui s'étend de Breuchotte près de Luxeuil à Thann en s'élargissant progressivement. Le Viséen est défini par les fossiles qu'il renferme.

Le Tournaisien flanque le Viséen vers le nord ; il est uniquement constitué par des coulées et des brèches de roches volcaniques sodiques, appelées orthophyres dans la note rappelée ci-dessus, et plus exactement orthoalbitophyres dans les travaux suivants de l'auteur. Ces laves forment entre Breuchotte et la région d'Urbès une bande qui est interrompue en son milieu par le granite du Ballon d'Alsace. A la hauteur de la vallée de la Thur, les coulées se coincent rapidement et sont remplacées par des schistes et des arkoses (c'est-à-dire des grauwackes).

Au nord des albitophyres vient une zone anticlinale, où affleurent des roches vertes basiques (porphyrites, diabases, diorites et gabbros) qui représenteraient le Dévonien métamorphique. Les roches vertes affleurent entre Saint-Bresson et la Tête des neuf bois, elles sont, elles aussi, interrompues par le granite du Ballon d'Alsace. On remarque dans l'axe de leur alignement un pointement de roches très anciennes, des quartzites gneissifiés, entre Saint-Maurice et Rapaille.

Au nord de l'anticlinal de roches vertes (dévoniennes) réapparaît à nouveau le Tournaisien, qui constitue le synclinal de Bussang. Il est représenté par des arkoses grises (grauwackes) et des schistes à débris végétaux.

Les terrains qui sont situés sur le flanc sud du grand faisceau synclinal viséen n'intéressent pas directement la géologie alsacienne. C'est d'abord le Tournaisien, entre Melisey, Plancher-Bas et Giromagny ; au sud de cette bande et apparemment dans un anticlinal, ce sont les lambeaux schisteux du Dévonien

moyen (1) du Bois d'Arsot, du Salbert et autres. Au Bois de la Thure, sous les schistes qui sont fossilifères au nord de Chagey viennent des calcaires et une masse puissante de roches éruptives.

Les divisions admises par Michel-Lévy peuvent être placées en regard de celles qu'adopte VAN WERVEKE, à peu près de la manière suivante :

| VAN WERVEKE                       |   | MICHEL-LÉVY                                              |
|-----------------------------------|---|----------------------------------------------------------|
| Étage supérieur<br>(Couches 1—18) | } | Viséen <small>h<sub>IV</sub></small>                     |
| Étage moyen<br>(Couches 18—24)    |   |                                                          |
| Étage inférieur                   | } | Complexe Dévonien-<br>Tournaisien <small>hd</small> (2). |

REMARQUE SUR L'APPLICATION AUX VOSGES ALSACIENNES DE L'INTERPRÉTATION STRATIGRAPHIQUE DE MICHEL-LÉVY. — Les travaux de MICHEL-LÉVY ont eu surtout pour objet principal le versant ouest des Vosges ; mais les principes qu'ils ont établis peuvent être étendus sans difficulté à l'Alsace. Je tiens même à dire, à ce propos, que toutes les idées développées dans le présent chapitre ont pour fondement le plan structural du massif primaire tel qu'il a été proposé il y a quinze ans par MICHEL-LÉVY.

Notons immédiatement certaines différences curieuses entre les deux versants. En Alsace, les roches volcaniques jouent un rôle extrêmement important dans le Viséen, ainsi que l'a montré la coupe de la vallée de la Thur ; sur le versant ouest des Vosges leur développement est beaucoup plus restreint. Au contraire le Tournaisien, éruptif entre Saint-Bresson et Urbès, est sédimentaire dans la vallée de la Thur.

Il y a là comme un chassé-croisé de faciès important à signaler.

Deux des conclusions admises par MICHEL-LÉVY ne retrouvent cependant pas leur justification en Alsace. Examinons-les successivement.

La première est l'âge dévonien des roches vertes, âge qui serait celui des roches de la traînée de Saint-Bresson à la Tête des neuf

(1) D'après nous, Tournaisien à l'exclusion du Dévonien.

(2) Dévonien supérieur d'après les déterminations récentes.

bois. Ces roches ne seraient autre chose que des cornes vertes, résultant du métamorphisme de calcaires dévoniens par le granite.

De telles transformations de calcaires sont effectivement habituelles dans le Morvan et ALB. MICHEL-LÉVY admet, par analogie, que le même phénomène s'est produit dans les Vosges. Examinons de plus près l'application de cette hypothèse aux roches vertes de la partie alsacienne du massif des Ballons.

L'examen de la carte fait voir que ces roches vertes viennent se coïncider dans la région de Mollau. Si véritablement elles représentaient des calcaires dévoniens métamorphiques, il faudrait que nous trouvions sur leur prolongement des sédiments dévoniens non calcaires, des grès et des schistes, que nous pourrions distinguer de ceux qui prolongent les albitophyres tournaisiens. Même à supposer que l'anticlinal dévonien des roches vertes s'ennoye en profondeur aux environs de la vallée de la Thur, il faudrait encore trouver sur son prolongement des sédiments plus anciens que de part et d'autre. Or tel n'est point le cas. La coupe de la vallée de la Thur ne montre sur l'alignement des roches vertes aucune apparence d'anticlinal; ni la structure, ni la composition lithologique n'en offrent d'indice. Les sédiments qui sont dans le prolongement des albitophyres sont les mêmes que dans le prolongement des diabases.

A cela s'ajoute un argument plus positif; il est donné par la présence dans les schistes noirs fissiles, visibles entre Willer et Moosch, d'intercalations de diabase grenue semblable aux roches vertes massives dont il vient d'être question. Ces diabases intercalés dans le Culm de Willer sont certainement d'origine intrusive, elles ne jalonnent nullement des anticlinaux. On ne peut absolument pas les considérer comme du Dévonien métamorphique.

Il ne faut pas oublier enfin que la question du Dévonien du massif des Ballons est actuellement résolue au moins dans ses grandes lignes et qu'elle l'est dans un sens bien différent: on sait, depuis la détermination faite par E. ASSELBERGHS des fossiles de Chagey, que le prétendu Dévonien moyen des collines

belfortaines est en réalité le Dévonien supérieur. Le complexe noté hd ne peut donc certainement comprendre que le Tournaisien, à l'exclusion du Dévonien supérieur, car il n'y a pas dans la vallée de la Thur l'équivalent des schistes uniformes du Salbert. Aussi bien des lentilles calcaires du Dévonien supérieur comme celles de Chagey seraient-elles de dimension trop exigüe pour être transformées par métamorphisme en masses aussi considérables de roches vertes.

Je conclus donc que dans la vallée de la Thur :

1° les roches vertes sont d'origine intrusive et non métamorphique ;

2° le Dévonien supérieur n'apparaît pas ;

3° l'ensemble des couches à faciès Culm notées hd sur la feuille Lure-Mulhouse représentent uniquement le Tournaisien.

Le second point des conclusions admises par MICHEL-LÉVY qui n'a pas trouvé confirmation en Alsace est le changement de caractère chimique des laves à la limite du Tournaisien et du Viséen. On a vu que, selon MICHEL-LÉVY, les roches volcaniques tournaisiennes seraient essentiellement sodiques et les roches viséennes essentiellement potassiques.

S'il reste vrai que d'une manière générale le caractère potassique des laves s'accroît dans le Viséen, le changement n'est cependant pas assez net pour que ce caractère serve de critère stratigraphique.

Le Viséen contient à Masevaux des trachytes potassiques riches en orthose ; à Bitschwiller et au Molkenrain des rhyolites amphiboliques également potassiques (porphyre quartzifère des auteurs) ; le porphyre labradorique brun de VAN WERVEKE, qui est d'ailleurs une andésite acide micacée, est également de nature potassique. Mais il s'en faut que la règle soit absolue : le porphyre de Rothutel, associé étroitement aux couches fossilifères viséennes de Bourbach-le-Haut, est un trachyte albitique comparable aux albitophyres les plus typiques du Tournaisien.

Dans certains filons (ou coulées) on ne distingue au microscope pas trace d'orthose.

La division des labradorites en deux groupes d'après ce caractère, la prédominance de la soude ou de la potasse, ne paraît donc pas avoir une valeur absolue.

C'est d'après ce caractère que MICHEL-LÉVY rejette, sur la carte qu'il a levée, les labradorites du Rossberg (Vogelstein) dans le Tournaisien, alors qu'il place les labradorites du type porphyre vert antique du même massif dans le Viséen. En réalité, les unes et les autres appartiennent au même complexe volcanique et doivent être rangées ensemble dans le Viséen.

En outre, dans le cas des roches basiques, le degré d'altération est tel que le critère chimique perd en grande partie sa valeur.

C'est ainsi que la belle labradorite (type porphyre vert antique) de Belfahy devrait être viséenne, parce que riche en potasse. Elle contient en effet :

|                   |      |
|-------------------|------|
| K <sup>2</sup> O  | 4.07 |
| Na <sup>2</sup> O | 3.36 |
| H <sup>2</sup> O  | 2.25 |

La forte teneur en eau indique l'altération ; celle-ci s'est traduite par une pseudomorphose partielle du labrador en séricite, ce qui a produit un enrichissement secondaire en potasse.

DELESSE avait autrefois étudié au point de vue chimique, les feldspaths des andésites du Terrain de transition. Ignorant le processus de la séricitisation, et trouvant cependant toujours une forte proportion de potasse dans les plagioclases, il avait cru pouvoir considérer ceux-ci comme appartenant à un feldspath spécial, calco-potassique, qu'il appelait la vogsite. Les analyses dont les résultats vont être rapportés montrent à quel point les labradors peuvent être secondairement transformés.

I. Labrador altéré (vogsite) du porphyre de Belfahy.

II. Labrador altéré (vogsite) du porphyre de Ternuay.

|                   | I    | II   |
|-------------------|------|------|
| K <sup>2</sup> O  | 4,58 | 4,45 |
| Na <sup>2</sup> O | 5,29 | 4,85 |
| H <sup>2</sup> O  | 2,28 | 3,15 |

Voici donc des labradors devenus presque aussi riches en potasse qu'en soude alors que, s'ils étaient à l'état normal, ils ne devraient pas contenir de potasse.

Un autre exemple est également démonstratif : OSANN [131] a donné pour la labradorite de type porphyre vert antique de Bourbach-le-Haut, une analyse de la roche entière et une analyse de la pâte seule.

I. Labradorite de Bourbach-le-Haut.

II. Pâte compacte, sans phéno-cristaux, de la même roche.

|                   | I    | II   |
|-------------------|------|------|
| K <sup>2</sup> O  | 3,60 | 3,97 |
| Na <sup>2</sup> O | 3,04 | 4,41 |
| H <sup>2</sup> O  | 2,58 | 3,00 |

On voit que, bien que la roche dans son ensemble soit de caractère plutôt potassique (ce qui justifierait son attribution au Viséen) la pâte est de caractère plutôt sodique. L'enrichissement en potasse provient uniquement de la transformation secondaire en sérécite du labrador des phénocristaux.

Nous n'admettons donc point qu'en Alsace le rapport de la soude à la potasse puisse déterminer l'âge d'une roche volcanique.

Cette conclusion n'implique cependant pas que la majorité des roches potassiques ne soit pas viséenne, et la majorité des roches sodiques tournaisienne. Mais la curieuse variation magmatique découverte par MICHEL-LÉVY se fait, non pas brusquement et à la limite même des deux étages, mais après de nombreuses oscillations. Le caractère nettement potassique n'est constant dans les laves de la vallée de la Thur qu'au sommet du Viséen, dans les rhyolites de Bitschwiller et les andésites brunes micacées.

Nous avons d'ailleurs actuellement, grâce aux déterminations de DELÉPINE, le moyen de distinguer le Viséen du Tournaisien par les caractères paléontologiques, et ceci fait perdre de son utilité au procédé de diagnostic fondé sur la nature chimique des roches volcaniques.



LA STRUCTURE DU MASSIF DES BALLONS D'APRÈS LES OPINIONS ANTÉRIEURES. — ALB. MICHEL-LÉVY a le premier mis en évidence l'existence, dans les Vosges méridionales, des grandes lignes structurales dont nous avons déjà plusieurs fois parlé: synclinal viséen, anticlinaux tournaisien et dévonien.

Parler de synclinaux et d'anticlinaux n'est au reste qu'une manière de s'exprimer, commode sans doute, mais provisoire. Les termes de faisceau synclinal et de faisceau anticlinal seraient même préférables par leur imprécision.

La présence de ces grands éléments tectoniques ne se manifeste que par l'alignement, sur la carte, de bandes de terrains d'âge plus ou moins ancien; le sens et le degré du pendage des couches est trop variable pour en apporter la confirmation.

Que savons-nous au juste de l'allure des couches? Que celles-ci sont d'une manière générale alignées suivant l'arc du synclinal viséen. Mais à cela même il y a des exceptions importantes.

Dans le massif du ballon de Guebwiller les couches sont disposées suivant la direction NW-SE, c'est-à-dire suivant une direction perpendiculaire à celles qu'elles ont ailleurs. Le croisement de ces deux directions perpendiculaires détermine une sorte de bassin fermé ayant pour centre le Breitfirst, dont j'avais cru définir le caractère il y a quelques années en l'appelant une cuvette tectonique. J'ai depuis reconnu que c'était là une interprétation inadéquante à la réalité, parce que beaucoup trop simple et en désaccord avec la plupart des faits observés.

Antérieurement, et pour des raisons analogues, VAN WERVEKE avait émis l'hypothèse que le ballon de Guebwiller se trouvait le centre d'un dôme à pendage périclinal. Autre interprétation trop simple qui doit être également rejetée, comme aussi l'existence de synclinaux et d'anticlinaux réguliers que MEYER [121] avait cru reconnaître dans la vallée de la Thur.

En fait, on s'est ici heurté aux mêmes difficultés que dans la vallée de la Bruche: l'état précaire des connaissances stratigraphiques a paralysé le développement des connaissances tectoniques.



## B. — L'INTERPRÉTATION STRATIGRAPHIQUE ACTUELLE.

### LES GRANDES LIGNES DE LA GÉOLOGIE DU MASSIF DES BALLONS.

— Depuis les travaux de VAN WERVEKE et d'ALBERT MICHEL-LÉVY, plusieurs points essentiels de la géologie du massif des Ballons ont été éclaircis. Des divisions stratigraphiques et tectoniques peuvent y être reconnues, que nous allons passer rapidement en revue, avant de les étudier en détail (fig. 9).

1. Une première masse de terrains s'étend dans la vallée de la Thur et au sud et sud-ouest de celle-ci. Elle se laisse diviser en plusieurs étages stratigraphiques nettement déterminés.

Le Viséen contient dans ses niveaux les plus élevés la flore du Culm, à sa base la faune marine de Bourbach-le-Haut et des lentilles de calcaire oolithiques. Il englobe de grandes masses de roches volcaniques : andésites micacées, rhyolites, trachytes albitiques, trachytes, andésites à pyroxène. A la base se trouvent très souvent des conglomérats de gneiss et de granite.

Le Tournaisien est stratigraphiquement défini bien qu'il ne soit pas fossilifère, car les étages qui l'encadrent sont eux-mêmes définis : le Viséen au sommet, le Famennien à la base. Dans la vallée de la Thur il renferme peu de conglomérats et peu de roches volcaniques. Il est formé de schistes et de grauwackes monotones, contenant parfois des Radiolaires (1). Il s'y trouve aussi des intercalations de diabase grenue et, dans la région d'Urbès, des trachytes albitiques.

Le Dévonien supérieur est connu par les schistes famenniens fossilifères de Chagey, dont le niveau se prolonge jusqu'à Romagny où il est en contact avec le Tournaisien à faciès de Culm.

Ces schistes peuvent contenir, comme les schistes du même âge du Morvan (2), des Clyménies et peut-être des Ostracodes dont la recherche n'a pas encore été entreprise méthodiquement.

(1) Voir à ce sujet ce qui a été dit sur la présence du Culm dans la vallée de la Bruche (p. 253).

(2) ALB. MICHEL-LÉVY. Les terrains primaires du Morvan et de la Loire *Bull. Serv. Carte Géol. France*, N° 120, 1908.

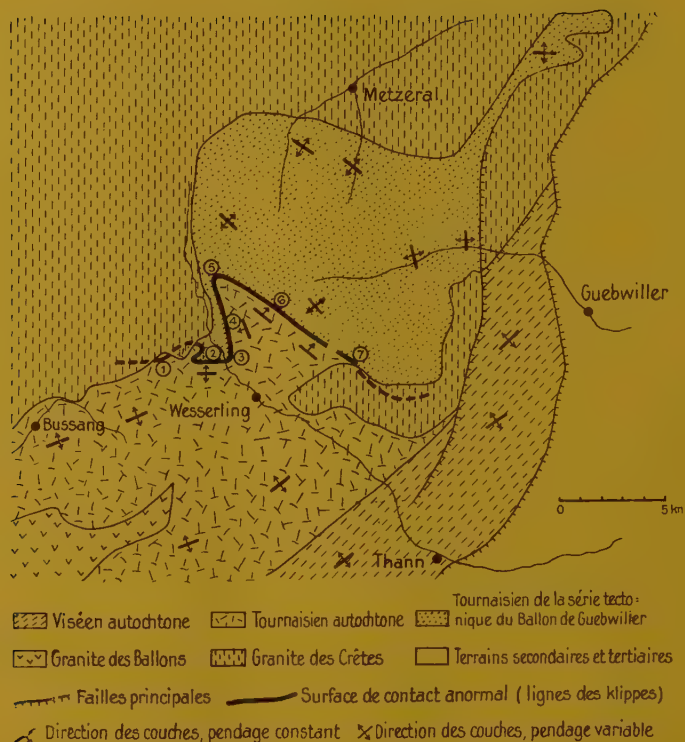


Fig. 9. — LES GRANDES UNITÉS STRATIGRAPHIQUES ET TECTONIQUES DU MASSIF DES BALLONS.

- |                         |                             |
|-------------------------|-----------------------------|
| 1. Klippe du Drumont.   | 5. Klippe de Kruth.         |
| 2. " du Talhorn.        | 6. " de Treh                |
| 3. " du Dengelberg      | 7. " des rochers d'Arutsch. |
| 4. " des rochers d'Uhu. |                             |

Les calcaires de Chagey, dont l'âge frasien est très probable, correspondent en effet aux calcaires frasniens de Diou dans le Morvan. Et, toujours comme dans le Morvan, sous le Dévonien supérieur se trouvent uniquement des roches volcaniques, rap-

pelant beaucoup le massif volcanique du Dévonien moyen de Schirmeck.

Nous n'aurons d'ailleurs pas à nous occuper de ce Dévonien supérieur, qui n'apparaît pas dans la partie alsacienne du massif des Ballons.

La vallée de la Thur ne montre nulle part de schistes fameniens.

La série dinantienne, dont il vient d'être question constitue le massif autochtone.

2. L'étude détaillée de la vallée de la Thur nous a montré de plus qu'il y existe deux séries de terrains d'âge tournaisien en superposition tectonique et avec intercalation de lambeaux de poussée de roches cristallines. Sur le Tournaisien autochtone, et plissé avec lui, repose une masse tournaisienne comprise entre le Rothenbach, le Petit Ballon et le Ballon de Guebwiller : nous l'appellerons la série allochtone du Ballon de Guebwiller.

Cette série tournaisienne est formée d'une épaisseur formidable de grauwackes dures et homogènes, semblables aux grauwackes du Tournaisien de Moosch dans la vallée de la Thur et aux grauwackes de Wisches dans la vallée de la Bruche (1). On y trouve aussi des schistes à débris végétaux et parfois des phtanites à Radiolaires. Les grauwackes contiennent des nodules calcaires ovoïdes tout à fait caractéristiques.

3. Entre les deux séries apparaissent des lambeaux de poussée ou klippes, jalonnant une ligne tectonique à laquelle je donne le nom de ligne des klippes.

Les klippes les plus importantes qui permettent de définir cette ligne sont celle du Talhorn et celle de Treh, formées de serpentine, de gneiss et de conglomérats.

---

(1) Cette ressemblance est assez complète pour m'avoir induit d'abord à rapporter la série du Ballon de Guebwiller au Dévonien de la vallée de la Bruche. J'ai depuis reconnu que les couches de Wisches n'appartiennent très probablement pas au Dévonien, mais au Tournaisien (voir page 256).

Il résulte de tout ceci que la géologie du massif des Ballons peut être, d'après nous, résumée de la manière indiquée dans le tableau ci-contre.

LE FACIÈS CULM DANS LE MASSIF DES BALLONS. — Tous les auteurs qui ont décrit le Dinantien du massif des Ballons s'accordent à lui reconnaître le faciès du Culm.

Mais le nom de Culm a été employé dans des sens si différents du sens propre qu'il me paraît utile de chercher à préciser celui-ci.

Le Culm typique est le Dinantien à faciès houiller et continental d'Écosse. Le nom a ensuite été étendu à tous les faciès schisto-gréseux du Dinantien, par opposition au faciès du Calcaire carbonifère. E. HAUG a montré (1) que cette généralisation avait conduit à confondre sous ce nom les faciès les plus différents, les uns continentaux, les autres néritiques et bathyaux.

Une distinction existe cependant entre ces deux groupes de faciès. Le Culm continental comprend des couches de houille et des sédiments très grossiers tels que des grès et des conglomérats: c'est le Culm d'Écosse. Le Culm bathyal au contraire est essentiellement schisteux et possède une faune de coquilles à test mince où dominent les Posidonomyes et les ammonoïdés; généralement il contient aussi des schistes à Radiolaires et des empreintes végétales: c'est le Culm du Devonshire et de l'Allemagne.

Mais il faut le reconnaître les deux faciès, continental et bathyal, sont liés l'un à l'autre par une transition si parfaitement ménagée qu'on ne sait au juste où placer la limite du faciès Culm entendu au sens étroit de faciès continental. Je m'en tiendrai donc au sens large du nom, et l'emploierai pour signifier le faciès détritique du Dinantien, par opposition au faciès calcaire connu sous le nom de Calcaire carbonifère.

Cette acception du terme peut d'ailleurs être justifiée par le rappel de quelques idées sur l'origine de la formation qu'il désigne.

Le Culm est le produit des atterrissements de grands fleuves qui débouchaient à la mer en charriant des quantités formidables

(1) E. HAUG, *Traité de Géologie*, p. 749.

| AGE | SÉDIMENTS ET FOSSILES | ROCHES VOLCANIQUES |                              |
|-----|-----------------------|--------------------|------------------------------|
|     |                       | <i>Haut-Rhin</i>   | <i>Vosges et Haute-Saône</i> |

## I. SÉRIE AUTOCHTONE.

|             |                                                                                                                            |                                            |                                                               |
|-------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|
| VISÉEN SUP. | Grauwackes et conglomérats à flore du Culm supérieur et à anthracite : Thann, Bourbach-le-Bas, Bitschwiller, (Champary ?). | Andésites micacées, rhyolites, trachytes   | Trachytes                                                     |
| VISÉEN INF. | Grauwackes, schistes et calcaires à faune marine du Viséen inférieur Willer, Bourbach-le-Haut, (Plancher-les-Mines ?).     | Andésites à pyroxène, trachytes albitiques | Andésites à pyroxène                                          |
| TOURNAISIEN | Schistes noirs parfois avec Radio-laires, grauwackes non conglomératiques.                                                 | Trachytes albitiques et diabases rares.    | Trachytes albitiques, roches vertes volcaniques et intrusives |
| FAMENNIEEN  | Schistes uniformes du bois d'Arsot, du Salbert et du bois de la Thure; faune de Chagey.                                    |                                            | Diabases très rares.                                          |
| FRASNIEN    | Calcaire de Chagey?                                                                                                        |                                            | Sous le calcaire, complexe éruptif                            |

## II. SÉRIE ALLOCHTONE DES KLIPPEES.

|             |                                               |  |  |
|-------------|-----------------------------------------------|--|--|
| AGE INCONNU | Gneiss, serpentines, gabbros et conglomérats. |  |  |
|-------------|-----------------------------------------------|--|--|

## III. SÉRIE ALLOCHTONE DU BALLON DE GUEBWILLER.

|             |                                                                  |                             |  |
|-------------|------------------------------------------------------------------|-----------------------------|--|
| TOURNAISIEN | Grauwackes à ovoïdes calcaires, schistes à plantes du Breitfirst | Trachytes albitiques rares. |  |
|-------------|------------------------------------------------------------------|-----------------------------|--|

de matériaux. Dans l'estuaire même et au voisinage de la côte se déposaient à la fois des alluvions grossières et une grande masse de végétaux arborescents. C'est là qu'a pris naissance le Culm proprement dit caractérisé par une sédimentation grossière et par la présence de houille.

Au contraire les parties légères tenues en suspension dans les eaux des fleuves, argiles et menus débris de plantes, continuaient de flotter et allaient se déposer plus au large sous forme de vases charbonneuses où vivaient les mollusques à test mince. Les Radiolaires en particulier, qui se développent là où existe dans l'eau la fine poussière minérale dont ils tirent l'opale de leurs squelettes, trouvaient dans ces régions les conditions de vie favorables qui expliquent leur abondance. C'est là le Culm au sens large, Culm bathyal qui se relie par toutes les transitions au Culm continental.

Quelles sont les caractéristiques du Culm du massif des Ballons?

Le Tournaisien, s'il n'a aucun caractère bathyal, ne peut cependant être confondu avec un Culm à faciès houiller. Il offre précisément des caractères mixtes dont la constatation rend le diagnostic difficile. Il ne montre la trace d'aucune influence littorale proprement dite : pas de conglomérats, pas de houille ni de végétaux arborescents ; le grain des sédiments est homogène ; les schistes charbonneux à Radiolaires et à débris végétaux flottés ne sont pas absents. C'est le produit d'une sédimentation effectuée au large.

Le Viséen inférieur montre des caractères déjà différents : la sédimentation y est dès la base plus grossière. Les conglomérats apparaissent avec des grès à grain variable, qui contiennent une faune dont la richesse en Lamellibranches et en Gastéropodes montre les affinités littorales.

Le Viséen supérieur enfin apparaît avec une grande abondance de conglomérats, des couches d'anthracite, des amoncellements de végétaux arborescents, tout cela dans des grauwackes grossières. C'est le vrai Culm à faciès continental.

Le Dinantien du massif des Ballons se trouve donc montrer, réalisé dans la suite des temps, le passage progressif du faciès à Radiolaires au faciès à anthracite, les deux faciès dont nous avons relevé plus haut la liaison théorique dans l'espace.

Du Tournaisien inférieur au Viséen supérieur on constate que les conditions de sédimentation ont été de plus en plus littorales. On est par suite en droit de parler d'un comblement progressif du géosynclinal hercynien au cours du Dinantien. Cela étant, l'horizon à faune marine de Bôurbach-le-Haut et de Willer paraît représenter une phase transitoire de sédimentation néritique entre le faciès pélagique de la base et le faciès continental du sommet.

---



#### 4. UNITÉS TECTONIQUES DU MASSIF DES BALLONS.

##### A. — LA SÉRIE AUTOCHTONE.

LE VISÉEN DE LA VALLÉE DE LA THUR. — Les couches les plus récentes du Viséen d'Alsace ont fourni les éléments de la flore de Thann, Bitschwiller et Bourbach-le-Bas, étudiée par SCHIMPER. Il serait donc de la plus grande importance, pour la connaissance de la stratigraphie du massif, que soit déterminé le niveau du Culm que ces couches représentent. Il semble que ce soit le Viséen supérieur, puisque GRAND'EURY était frappé du caractère houiller de la flore de Thann. Ce n'est là cependant qu'une présomption, et l'on ne parle à vrai dire de Viséen supérieur que par opposition au Viséen inférieur marin.

Un fait digne de remarque est l'importance que prennent, dans ces couches à plantes et à anthracite, les grès très grossiers et les conglomérats. Il semble qu'il ait y là des couches fluviales, au moins des formations d'estuaire.

Les roches volcaniques ont une importance considérable.

Les andésites (porphyres labradoriques bruns de VAN WERVEKE) sont de composition très variable. Le plagioclase est rarement du labrador; le plus souvent c'est une oligoclase andésine. La couleur brune est due à la présence d'une quantité plus ou moins grande de biotite dont l'oxyde de fer s'est isolé. On trouve parfois du pyroxène, parfois aussi la biotite est seule.

Les andésites basiques à pyroxène sont de teinte verte ou grise (porphyre labradorique gris de VAN WERVEKE). Elles ont un grand développement entre Bourbach-le-Haut et Masevaux.

Les rhyolites (porphyre quartzifère) du Molkenrain et de Bitschwiller forment des masses d'une épaisseur formidable où ne se distingue aucune trace de tufs ou de coulées. On y voit souvent, empâtés, des morceaux d'andésite. La présence de hornblende donne à la roche une teinte sombre qui ferait croire à une basicité plus grande que l'analyse ne le montre (1).

Parmi les porphyres quartzifères des auteurs allemands existent des dacites, par exemple à Lauw dans la vallée de la Deller.

La vallée de la Deller montre aussi des affleurements de trachytes (porphyres non quartzifères des auteurs); ils sont très développés sur le versant occidental des Vosges, et inconnus dans la vallée de la Thur.

Les porphyres non quartzifères de la région du Rossberg, en particulier le porphyre de couleur brique appelé Porphyre de Rothutel, sont en réalité des trachytes albitiques. Certains filons de ces roches, recoupés par la route de Bourbach-le-Haut au col de Hunsruck, ne sont formés que par de l'albite et un peu de quartz remplissant les interstices. De telles roches sembleraient plutôt intrusives que volcaniques.

Aucune limite définie ne sépare sur le terrain les couches à flore du Culm, contenant les roches volcaniques précédentes, des horizons marins du Viséen inférieur. J'ai parlé plus haut de la faune de Bourbach et de Willer, et signalé le rapprochement que DELEPINE fait entre elle et la faune du marbre noir de Dinant. Les sédiments sont des grauwackes verdâtres, peu cohérentes, grossières, entrecoupées de bancs de conglomérats plus ou moins nets et de schistes noirs. Vers la base de ces couches se trouvent à Willer quelques intercalations lenticulaires de calcaire oolitique à Foraminifères, avec conglomérats à éléments de gneiss.

Ce conglomérat peut être considéré comme marquant le début du Viséen, car au-dessous ne se trouvent plus que des formations

---

(1) Le résultat de l'analyse de la rhyolite de Bitschwiller a été donné par ALB. MICHEL-LÉVY [185].

différentes et sans conglomérats. Le caractère très littoral du Viséen inférieur est indiqué par la présence des nombreux conglomérats et aussi par l'abondance relative, parmi les éléments de la faune, des Lamellibranches (58 espèces).

Les roches volcaniques sont des andésites pyroxéniques en coulées, accompagnées de brèches et de tufs. Leur teinte est grise ou vert foncé. Elles vont se confondre d'une part avec les andésites du Viséen supérieur, d'autre part avec les diabases intrusives du Tournaisien.

Des trachytes albitiques rouges accompagnent les grau-wackes fossilifères.

LE TOURNAISIEN DE LA VALLÉE DE LA THUR. — Immédiatement au-delà de Willer, sur la rive droite de la vallée de la Thur, nous voyons des schistes noirs faire suite aux conglomérats que nous avons considérés comme viséens. Ces schistes contiennent des intercalations de diabase grenue où il faut voir l'équivalent des roches vertes intercalées dans le Tournaisien de Saint-Maurice-sur-Moselle.

VAN WERVEKE [144] avait déjà autrefois remarqué que les schistes étaient durcis au contact de la diabase. A l'examen des schistes sous le microscope j'ai pu constater que certains d'entre eux étaient effectivement métamorphisés et montraient la présence de quartz et de chlorite secondaire. J'eus cependant la surprise de voir que d'autres schistes siliceux ne devaient pas leur durcissement à l'action de la diabase ; ce sont des phtanites à Radiolaires comparables à ceux de la vallée de la Wisches (1).

Mon attention s'étant ainsi trouvée attirée sur la présence des Radiolaires, j'ai procédé à la recherche systématique de ceux-ci dans les schistes de niveaux très divers du massif des Ballons : mais je n'en ai trouvé que dans les schistes siliceux dont il est question ici et dans des schistes tendres qui leur sont associés, schistes assez grossiers où l'on n'en soupçonnerait pas l'existence.

En continuant de relever la coupe du terrain au delà de Willer, on voit les schistes passer à des grau-wackes. Les grau-wackes alternent plusieurs fois avec les schistes, en devenant de plus en

(1) Planche V, figure 3.

plus épaisses ; lorsque la grauwacke domine, les schistes sont verdâtres, ou, plus rarement, rouges violacés. Ces grauwackes sont très différentes de celles du Viséen : elles sont de grain homogène, de couleur sombre, et durcies par un ciment siliceux. Elles rappellent tout à fait les grauwackes de la vallée de la Wisches.

Des schistes noirs, dont la position est mal connue mais qui appartiennent certainement à cet ensemble tournaisien, contiennent des débris végétaux. Il ne s'agit pas de troncs volumineux emballés dans une grauwacke grossière comme dans les niveaux viséens de Thann : ce sont toujours des tiges et des feuilles, laissant une simple empreinte dans des schistes tendres. Le plus souvent, il n'y a que des débris de tiges indéterminables ; ce sont vraisemblablement les restes de végétaux qui ont flotté longtemps. La sédimentation est de nature plus pélagique que dans le Viséen, ainsi qu'en font foi l'absence de poudingues et la présence de Radiolaires.

Les schistes noirs montrent souvent de nombreux débris de roches volcaniques albitiques, ce qui indique leur liaison effective avec les grandes coulées albitophyriques de la région de Bussang, auxquelles ils passent latéralement.

Les grauwackes et les schistes noirs qui caractérisent cet ensemble tournaisien s'étendent vers le nord-ouest jusqu'à la ligne des klippes, entre Oderen, Kruth et le flanc sud du Ballon de Guebwiller. Les couches sont partout parallèles à cette ligne. Cette circonstance permet qu'on se rende compte de l'allure des plis, beaucoup plus complexes que dans la région viséenne ; au nord de Wesserling existe un véritable anticlinal transverse dont l'axe, dirigé vers Kruth, est perpendiculaire à la direction générale des couches.

#### B. — LA SÉRIE ALLOCHTONE DU BALLON DE GUEBWILLER.

COMPOSITION DE LA SÉRIE. — Le pittoresque massif montagneux qui est situé au nord de la ligne des klippes, entre le Ballon de Guebwiller, le Rothenbach et le Petit Ballon, et avec lui l'apophyse qui se détache du massif vers le Soultzbach et la vallée de Munster,

sont constitués par un ensemble de grauwackes et de schistes noirs ou verdâtres. C'est un ensemble très monotone mais de caractère tout à fait particulier et qui forme un complexe nettement individualisé. Voyons d'abord comment s'en présentent les couches.

Une première remarque à faire porte sur la singulière aberrance de la direction des plissements. Aussi bien dans la haute vallée de la Fecht que dans la vallée de la Thur les couches sont disposées perpendiculairement à la direction du synclinal viséen c'est-à-dire SE—NW ; dans la vallée de la Lauch, elles ont une direction moyenne SW—NE, qui est la direction normale ; dans la région de Soultzbach, la direction est le plus souvent E—W. Le pendage est donc toujours dirigé vers un point central, approximativement vers le Breitfirst et le lac de Lauchen : ce qui donne à l'ensemble l'apparence d'une cuvette tectonique.

Les assises les plus basses sont des grauwackes à ciment siliceux, massives et dures, de teinte sombre, contenant accessoirement des schistes.

Elles sont caractérisées par la présence de sortes de nodules ovoïdes où le ciment de la roche est calcaire. Ces ovoïdes ne se rencontrent dans aucune autre grauwacke du massif des Ballons. Ils ont en moyenne un à deux décimètres de diamètre et s'agrandissent parfois — au Kolben par exemple en amont de Mittlach — jusqu'à former des lentilles interstratifiées de plusieurs mètres de long.

Souvent, lorsque l'altération superficielle a agi, le calcaire se dissout. L'intérieur de l'ovoïde se réduit alors à une fragile trame brunâtre, qui tombe en poussière en laissant dans la grauwacke une cavité correspondante.

Lorsque la grauwacke est métamorphisée au contact du granite, les ovoïdes deviennent des cornes pyroxéniques, blanches ou à peine verdâtres, qui tranchent violemment sur la masse sombre de la grauwacke chargée de mica noir.

Cette présence d'ovoïdes, que je considère fautive de mieux comme un repère stratigraphique, est donc toujours visible même

dans les affleurements les plus médiocres, et que la roche soit ou non métamorphique.

Ce niveau caractéristique est retrouvé dans les régions de Soultzbach, de Mittlach, de Sondernach, en quelques points de la crête qui domine à l'est la vallée de la Thur, à Treh, au Ballon de Guebwiller. Si l'on porte ces points sur la carte, on constate qu'ils jalonnent le pourtour du massif. Ainsi se confirme la disposition en cuvette qu'avait déjà révélée la simple observation de la direction des couches.

Les ovoïdes n'avaient été signalés jusqu'ici que lorsqu'ils sont transformés en diopside au contact du granite : ils étaient considérés comme des curiosités parmi les roches métamorphiques des Vosges. KOECHLIN-SCHLUMBERGER [86] en avait remarqué le premier l'existence, en 1862, au Ballon de Guebwiller. La remarque qu'il en fit tomba dans l'oubli. En 1916 ils étaient découverts à nouveau par WOHLFAHRT [139] lorsqu'il étudiait à Soultzbach les cornéennes de contact. L'origine de ces concentrations calcaires resta d'ailleurs pour lui incompréhensible comme elle l'avait été pour KOECHLIN-SCHLUMBERGER.

D'autres ovoïdes à diopside provenant du Schnepfenried me furent remises par E. SCHNAEBELÉ. J. DE LAPPARENT en remarqua de son côté à Mittlach, sur la route du Breitfirst. J'en ai par la suite trouvé en un grand nombre de points, et j'ai eu surtout la chance d'en découvrir l'équivalent non métamorphique inconnu jusqu'ici, les ovoïdes calcaires et les ovoïdes décalcifiées des grauweekes.

L'origine de ces curieuses masses à ciment calcaire m'avait échappé jusqu'à ces derniers temps. Elles ne peuvent en effet être des galets, ainsi qu'on le suppose souvent au premier abord, car il y a passage continu de l'ovoïde calcaire à la grauweeke à ciment siliceux. Elles ne peuvent être non plus des concentrations secondaires de calcite, car le carbonate de chaux constitue le ciment qui sépare les grains de quartz : il eut fallu pour cela que la place du ciment ait été primitivement vide.



Leur origine m'a été révélée récemment par le rapprochement que j'ai fait de ces ovoïdes et des ovoïdes semblables des grès crétacés de Iamna (Flysch carp. thique de Pologne), ovoïdes qui ne sont autre chose que des parties restées intactes dans la décalcification d'un grès à ciment calcaire (1).

Les grauwackes dures à ciment siliceux, si abondantes dans les terrains de la série dévono-dinantienne d'Alsace, sont donc des roches décalcifiées et silicifiées. Le hasard a voulu que dans certaines régions la silicification ait laissée intacte quelques grumeaux à ciment carbonaté : ce sont nos ovoïdes.

Les grauwackes sont associées à des schistes verts peu fissiles, qui ne montrent jamais le clivage schisteux ; et ils contiennent çà et là de petits débris végétaux indéterminables qu'on trouve en abondance le long de la route des Crêtes entre le Breitfirst et le Trehkopf.

Ces schistes verts ne me paraissent être rien d'autre que le produit du lessivage des schistes noirs charbonneux qui se trouvent en d'autres endroits, dans des conditions identiques. Parfois encore les schistes prennent localement, sous les grauwackes à ovoïdes, une teinte rouge violacée (Trehkopf, Kruth).

Il existe enfin au voisinage du sommet du Klinskopf et du Breitfirst, dans une position stratigraphique encore mal définie, de gros blocs d'une magnifique brèche volcanique dans les éléments de laquelle dominent les trachytes albitiques rouges.

Pour donner la liste complète des sédiments rencontrés dans le massif, il faut encore signaler un fragment de phthanite à Radio-laires ramassé à la descente du [Hahnenbrunnen vers Kruth, dans une région très boisée où les affleurements ne peuvent être localisés.

AGE DE LA SÉRIE. — Dès le début de mes recherches dans les Vosges j'avais reconnu l'individualité du complexe qui forme la série du Ballon de Guebwiller par rapport au reste des terrains du massif des Ballons.

---

(1) C. SMULIKOWSKI. *Kosmos*, T. 50, f. II-III, Lwów. 1925.



Comme ces couches semblaient placées sous le Tournaisien dans la coupe de la vallée de la Thur, que d'autre part elles présentaient une ressemblance tout à fait frappante avec les grauwackes supérieures de la vallée de la Bruche au nord de Wisches, grauwackes considérées alors comme dévoniennes, j'ai cru pouvoir expliquer le caractère particulier de cette série de terrains en leurs attribuant également l'âge dévonien. Voici en effet ce que j'en disais [200] :

« Les terrains encore plus anciens que le Tournaisien en diffèrent par la rareté des coulées volcaniques et des tufs et par une sédimentation moins littorale. Ils sont constitués par de puissantes formations de grès grossiers, à nodules calcaires. Leur position stratigraphique sous le Tournaisien, et leur ressemblance avec les terrains les plus récents du synclinal de la Bruche, les font attribuer au Dévonien supérieur. »

Trois faits ont montré que cette attribution était inexacte.

En premier lieu j'ai reconnu que, contrairement aux affirmations des géologues qui avaient étudié la vallée de la Bruche, les grauwackes les plus récentes de cette dernière devaient être vraisemblablement considérées comme dinantiennes et non comme dévoniennes.

En second lieu nous connaissons actuellement dans le massif des Ballons le Dévonien supérieur caractéristique; celui-ci a le faciès schisteux de Chagey et du Salbert, l'ensemble des terrains à faciès du Culm est donc dinantien et ne descend pas jusqu'au Dévonien dans l'échelle stratigraphique.

En troisième lieu ce complexe du Ballon de Guebwiller n'est pas en position normale sous le Tournaisien : il est séparé de celui-ci par une surface de contact anormal, dont il sera longuement question plus loin.

Que dire alors de l'âge de toute cette série sédimentaire? Ceci d'abord, que l'attribution de la série au Dévonien est définitivement écartée par les arguments négatifs qui viennent d'être rappelés : les couches de la vallée de la Bruche auxquelles elle ressemble sont sans doute carbonifères, d'autre part le Dévonien supérieur du massif des Ballons, aujourd'hui connu, est tout à fait différent.

Il ne peut non plus s'agir ici de couches viséennes.

Reste donc l'âge tournaisien de la série du Ballon de Guebwiller. Il est précisément démontré par la concordance de plusieurs argument positifs.

1<sup>o</sup> Les grauwackes siliceuses sont identiques, à part la présence des ovoïdes à ciment calcaire, aux grauwackes tournaisiennes (1) de Moosch (couche 26 de VAN WERVEKE).

2<sup>o</sup> Comme les couches de Moosch, elles contiennent des schistes verts et rarement des intercalations de schistes rouges violacés.

3<sup>o</sup> Les brèches de trachytes albitiques du Klinskopf et du Breitfirst correspondent aux mêmes roches, les albitophyres, de la région comprise entre Urbès et Saint-Maurice.

4<sup>o</sup> Les phtanites à Radiolaires n'ont été trouvés jusqu'ici dans le massif des Ballons que dans le Tournaisien. Le fragment de phtanite ramassé entre le Hahnenbrunnen et Kruth montre que les Radiolaires ne sont pas absents de la série du Ballon de Guebwiller.

Ce par quoi le Tournaisien de la série du Ballon de Guebwiller diffère du Tournaisien autochtone est donc simplement, puisque la présence des ovoïdes est accidentelle, l'absence des schistes supérieurs à Radiolaires et l'épaisseur beaucoup plus grande des grauwackes.

#### C. — LA SÉRIE ALLOCHTONE DES KLIPPES.

EXISTENCE D'UNE SURFACE DE CONTACT ANORMAL DANS LA HAUTE VALLÉE DE LA THUR. — L'existence dans la haute vallée de la Thur, aux environs de Wesserling, d'une importante surface de contact anormal est montrée par l'intercalation de lentilles étirées de roches cristallines dans le Dinantien à faciès du Culm.

---

(1) Dans mes premières publications, j'avais inexactement considéré ce grauwackes de Moosch comme Dévonien supérieur, au même titre que celles de la série du Ballon de Guebwiller.

Ces lambeaux étaient connus depuis longtemps, car les roches singulières qu'ils contiennent avaient attiré l'attention. DELESSE avait autrefois étudié la serpentine et l'euphotide d'Oderen; KOEHLIN-SCHLUMBERGER [88] s'efforça de repérer soigneusement les affleurements de ces roches vertes, qu'on trouve représentées sur la carte qu'il a dressée sous le nom général de serpentines.

Plus tard LINCK [143] fit une étude détaillée du lambeau du Talhorn, où il découvrit des conglomérats. Une discussion s'engagea entre lui et VAN WERVEKE, relativement à la position stratigraphique des serpentines et conglomérats dans le Culm.

MICHEL-LÉVY assimile ces roches vertes aux gabbros et diabases dites par lui dévoniennes de la traînée de Saint-Bresson et de la Tête des neuf bois (1).

On s'accordait donc à considérer les roches vertes comme arrivées par intrusion dans le Culm. Les gneiss étaient assimilés à des grauwasches gneissoïdes.

Il ne semble pas que les géologues aient soupçonné que la présence de ces roches posait un problème tectonique spécial, avant le jour où VON SEIDLITZ [188] signala, dans une brève notice, l'existence au Talhorn et à Treh de mylonites de roches cristallines, indice certain d'un charriage. Le développement donné par l'auteur à cette idée ne correspond d'ailleurs pas aux faits révélés par l'étude plus détaillée de la région.

En ce qui me concerne, j'avais sur l'esquisse structurale des Vosges hercyniennes que j'ai publiée en 1921 [197], noté comme mylonites les deux affleurements principaux de roches cristallines. Mais dans une note ultérieure [200] j'ai considéré la présence de ces mylonites disparates comme des faits purement locaux, sans liaison réciproque et qui n'intéressaient pas la structure générale des Vosges.

En 1925 la Société géologique de France [216] eut l'occasion de visiter le lambeau de Treh sous la conduite de H. GACHOT,

---

(1) Voir page 301.

collaborateur du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine, qui en avait levé une carte très précise. Le mauvais temps et le brouillard qui régnaient sur les sommets gênèrent vivement les observations de la Société.

De nouvelles recherches m'ont depuis lors conduit à une interprétation des choses qui explique à elle seule un grand nombre de faits particuliers. L'hypothèse est celle qui a été brièvement indiquée plus haut (1), la superposition tectonique de deux séries de terrains du Culm avec interposition de lambeaux de poussée cristallins. L'hypothèse m'a permis, comme premier résultat, de retrouver dans ses grandes lignes la structure jusqu'ici restée obscure de la partie alsacienne du massif des Ballons.

S'il a fallu si longtemps pour que soient exactement pesées les données du problème, c'est la conséquence des difficultés qui s'opposent à l'étude de ce point de la tectonique des Vosges. Il n'est pas inutile d'énumérer d'abord ces difficultés.

1° La plus grande d'entre elles est certainement l'absence de continuité apparente de la ligne de contact anormal. Celle-ci n'est visible qu'aux points où s'interposent des klippes. Partout ailleurs les schistes et les grauwackes sont bien effectivement laminés ; mais le laminage, si frappant dans les roches cristallines, ne peut presque jamais être reconnu dans le complexe détritique noirâtre du Culm. Et la ligne de contact anormal reste uniquement jalonnée par les klippes.

2° Cette ligne n'est pas droite, ou doucement incurvée, comme le sont les lignes des grandes dislocations des Vosges moyennes ; elle présente des sinuosités d'angle très aigu qui déroutent complètement l'observation.

3° A la différence des chevauchements existant dans les Vosges moyennes, qui sont post-granitiques, la dislocation du massif des Ballons est antérieure à la mise en place du granite. Par suite sa trace est complètement effacée en dehors du massif carbonifère ; et dans l'auréole de métamorphisme de nombreuses

---

(1) Page 309.

klippes ont subi des recristallisations qui en cachent la véritable nature.

Les klippes qui servent de jalons à la ligne de contact anormal, sont les suivantes (1) :

la klippe de Treh, au nord de Wesserling, la plus intéressante de toutes, située en dehors de la zone de métamorphisme dans une région où la direction des couches est rectiligne ;

la klippe du Talhorn, beaucoup plus étendue et plus complexe, mais située à la bordure du granite et par suite métamorphisée, et affectée en outre de plis intenses ;

les klippes des roches d'Uhu et du Dengelberg près d'Oderen, celles du sommet du Drumont, celles des rochers d'Arutsch près de Moosch, toutes ne constituant que des pointements minuscules et les deux dernières situées dans l'auréole de métamorphisme du granite.

LA KLIPPE DE TREH. — Les rochers ruiniformes de gneiss (2) qui apparaissaient près de la ferme de Treh, à l'altitude d'environ 1150 mètres, n'avaient pas attiré autrefois l'attention des géologues. Les affleurements n'étaient pas suffisants pour laisser apercevoir que leur présence soulevait un problème compliqué.

La région de Treh est maintenant à un carrefour des routes de montagne construites pendant la guerre pour le ravitaillement des armées. Les tranchées de ces routes nous permettent de relever cinq coupes successives à travers la klippe, à différentes altitudes (fig. 10).

Entre le Rothenbach et le Markstein, la Route des crêtes se tient constamment dans les grauwackes à ovoïdes de la série tectonique du Ballon de Guebwiller. Si au lieu de suivre le tracé principal de la route, la branche qui passe au nord du Trehkopf, on prend l'ancienne voie militaire défilée par le sud du mont et actuellement abandonnée on vient, au-delà des grauwackes à

---

(1) Voir fig. 9, p. 308.

(2) Sur la carte géologique des Vosges hercyniennes jointe au présent mémoire, la klippe de Treh est indiquée près du sommet du Trehkopf.

ovoïdes, traverser la klippe cristalline et on atteint les schistes noirs de la série autochtone ; puis on revient de nouveau vers la klippe qu'on recoupe pour rentrer dans les grauweekes à ovoïdes.

Étudions avec quelque détail la succession des affleurements qui se présentent ainsi le long de ce chemin, sans nous arrêter aux filons de microgranite qui coupent l'ensemble des terrains mais ne jouent aucun rôle dans la stratigraphie ni dans la tectonique.

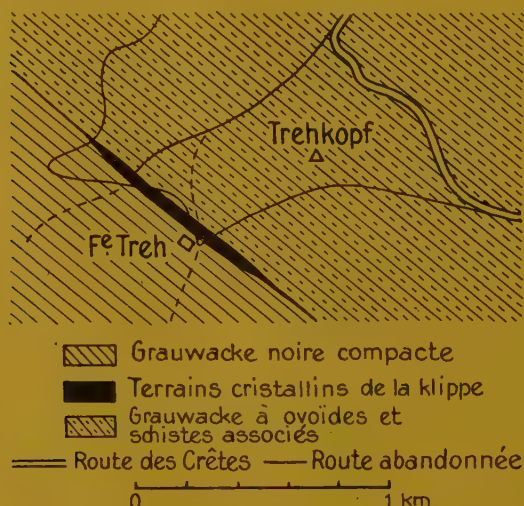


FIG. 10. — LA KLIPPE DE TREH. CARTE GÉOLOGIQUE.

Le long de la route entre le Breitfirst et le carrefour situé sur la crête qui s'abaisse vers le Gommkopf, le profil de la coupe est orienté NE-SW, c'est-à-dire à peu près perpendiculairement aux couches.

Il montre d'abord l'épaisse série des grauweekes et des schistes verdâtres à débris végétaux ; mais sur les flancs du Trehkopf apparaît une suite pressée de strates différentes les unes des autres, et à pendage dirigé vers le nord-est (Fig. 11). Les schistes verts passent progressivement à des schistes noirs zonés, plus siliceux,



parfois cassants ; à ces schistes noirs font suite des schistes rouges ou violacés ; vient ensuite une roche cristalline gneissoïde, très acide, plus ou moins mylonitique ; enfin au-delà c'est la masse puissante des schistes noirs compacts, non fissiles, du Tournaisien autochtone.

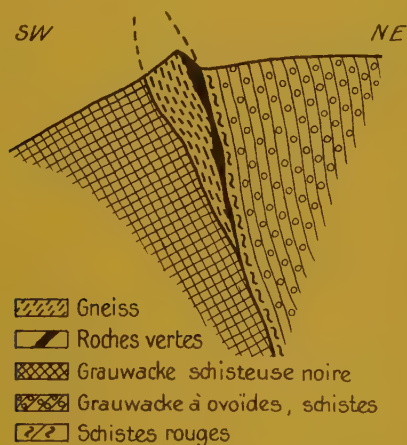


FIG. 11. — LA KLIPPE DE TREH. COUPE SCHÉMATIQUE TRANSVERSALE.

La partie de la route comprise entre le carrefour de la crête de Gomm et la ferme de Treh, de direction générale NW-SE, serpente en suivant l'axe longitudinal de la klippe. Elle montre l'intercalation, entre les schistes rouges et la roche cristalline, de lentilles peu épaisses de roches vertes qui sont pour partie du gabbro et pour partie de la serpentine.

Enfin entre la ferme de Treh et le Markstein la route, qui se dirige vers le nord-est, coupe de nouveau transversalement les couches tout d'abord décrites et retrouve les schistes verts et les grauwackes à ovoïdes caractéristiques.

On pourrait, au premier abord, s'imaginer que l'écaille de gneiss est l'extrémité supérieure d'un pli anticlinal très aigu et



que la roche cristalline s'enracine dans un socle antédévien situé en profondeur.

Il n'en est rien cependant : si l'on suit la route qui du carrefour de la crête descend vers Kruth on voit, dans les coupes ouvertes à une altitude inférieure, que l'écaille de gneiss s'effile vers le bas en un biseau aigu. Plus loin encore le gneiss disparaît totalement et les schistes rouges viennent en contact avec les schistes noirs autochtones. Vers Kruth, ceux-ci sont même en contact direct avec les grauweekes à ovoïdes sans l'intercalation d'aucun intermédiaire.

Le gneiss est donc enfoncé comme un coin chassé du haut entre les deux séries de grauweekes tournaisiennes.

Étant donné la position stratigraphique des couches situées de part et d'autre du gneiss, la position de celui-ci ne peut être expliquée d'aucune manière usuelle, par exemple par un anticlinal pincé, un pli-faïlle ou quelque chose d'analogue.

Et l'état d'écrasement des roches cristallines renfermées dans la lentille, laisse seule vraisemblable l'hypothèse d'un lambeau de poussée, d'une klippe (1) laminée entre les deux séries de terrains du Culm.

L'étude pétrographique de la klippe a donné les résultats qui vont être indiqués.

Le gneiss est d'aspect très variable, à cause de son état d'écrasement ; il est cependant très homogène de composition. Chose remarquable il appartient à un type de roche qui n'existe pas dans le terrain cristallophyllien d'Alsace : c'est un gneiss pegmatitique grenu à muscovite et tourmaline. Par suite de l'écrasement la tourmaline s'est brisée parfois suivant le plan de base, formant des sortes de rondelles. Observée dans des lames minces la section des fragments ressemble à celles de prismes normaux

---

(1) Je donne à ces lambeaux de poussée le nom de klippe, par analogie avec les klippes crétacées classiques des Carpathes moraves : la situation de celles-ci dans le Flysch est, semblable à celle de nos klippes dans le Culm.

suivant l'allongement ; mais le polychroïsme et le signe optique y sont l'inverse de ce qu'ils seraient dans de vrais prismes.

La structure cataclastique règne dans toute la klippe mais il n'y a de mylonitisation à proprement parler que dans les parties extérieures.

Les roches vertes constituent des lentilles d'un mètre ou deux de puissance intercalées entre les gneiss et les schistes rouges ; elles sont généralement dans un état d'écrasement n'en permettant pas la détermination précise. Par endroits cependant deux espèces en peuvent être reconnues.

La première est un gabbro à diallage et à plagioclase verdi par saussuritisation. Ce même gabbro se montre dans les conglomérats de la klippe du Talhorn ; DELESSE lui avait autrefois donné le nom d'euphotide, caractéristique de son aspect. Les gabbros du type de l'euphotide sont inconnus dans les Vosges en dehors des klippes.

L'autre roche verte est une serpentine contenant dans sa pâte des prismes de bronzite ; la roche dérive donc d'une harzburgite. Tout comme le gabbro cette harzburgite est inconnue en dehors des klippes dans les Vosges, où les serpentines du gneiss proviennent toujours de péridotites à amphibole.

De toute évidence les roches vertes ne sont pas ici dans leur gisement primitif ; elles n'occupent pas des gîtes intrusifs. L'hypothèse ne pourrait d'ailleurs être formulée pour l'euphotide qui est une roche de grand massif et non une roche intrusive. La serpentine comme le gabbro constituent des lambeaux tectoniques coincés dans la masse.

Des schistes rouges on peut se demander s'ils appartiennent à la klippe ou à la série tournaisienne.

H. GACHOT (1) a remarqué leur analogie avec les schistes de Steige. S'ils étaient effectivement identiques à ceux-ci ils appartiendraient à la klippe au même titre que les gneiss.

---

(1) Communication personnelle.

MAURY [216] a émis l'idée que ces schistes ont pu être rubéfiés par le contact de la serpentine. Ce n'est certainement pas fondé, car entre la serpentine et les schistes il y a contact tectonique et non contact d'intrusion ; de plus la présence des schistes rouges n'est pas liée à celle des serpentines.

Il n'y a guère de doute que les schistes rouges appartiennent à la série des couches tournaisiennes ; le passage est tout à fait continu des schistes rouges aux schistes noirs et de ceux-ci aux schistes verts. Au contraire un laminage intense se manifeste entre les schistes rouges et les serpentines et gabbros. C'est là qu'est le contact anormal.

Les schistes rouges ne sont d'ailleurs pas inconnus dans le Tournaisien ; ils y existent associés aux grauweekes de Moosch. Ils sont connus aussi non loin de là dans les grauweekes à ovoïdes du pied du Mittelrain près de Kruth. Tout fait donc coïncider qu'ils appartiennent à Treh au Tournaisien ; leur aspect plus soyeux et leur fissilité plus grande que celle des autres schistes rouges est probablement l'effet du laminage.

Les schistes contiennent à certains niveaux de petits nodules noirâtres de la grosseur d'une tête d'épingle. L'examen au microscope y fait reconnaître des agrégats arrondis ou hexagonaux de séricite. Les caractères géométriques de leurs sections m'avaient d'abord fait croire à la pseudomorphose de grenat. Mais une telle transformation du grenat est chose inconnue. Le point demande encore un éclaircissement.

En résumé la klippe de Treh apparaît, sur la crête des Vosges, comme un coin cristallin serré entre les deux séries de terrains tournaisiens et effilé vers le bas. Dans sa masse s'est fait sentir une mylonitisation intense et les roches qui constituent celle-ci, gneiss pegmatitique à muscovite, gabbro du type euphotide, harzburgite, sont étrangères aux terrains cristallins des Vosges. Nous trouvons là réunis les caractères d'un lambeau exotique.

LES KLIPPES DU TALHORN ET DU DRUMONT. — Le Talhorn est la colline, située à l'ouest d'Oderen, qui porte la cote

875 m. 40 sur la carte : le nom de Talhorn n'est d'ailleurs attribué qu'à un groupe de maisons, non au sommet lui-même.

La klippe du Talhorn est beaucoup plus étendue et plus complexe que celle de Treh. Mais toutes les roches ont été métamorphisées par le granite, et la distinction entre les grauwackes sédimentaires et les mylonites en est rendue plus délicate.

De plus la colline est en grande partie recouverte par des dépôts glaciaires ; de ceux-ci n'émergent ça et là que des rochers isolés, qui semblent, au premier abord, disséminés au hasard par un simple jeu de la nature. Le levé cartographique n'en est pas chose aisée, il a cependant été réalisé d'une manière excellente par LINCK [143], qui a consacré à la pétrographie du Talhorn un important mémoire.

La carte jointe au mémoire de LINCK montre qu'une couche de serpentine, associée à des conglomérats, est repliée sur elle-même en forme d'U ouvert vers le nord. De part et d'autre apparaissent les schistes noirs du Culm.

D'après LINCK, la succession des couches serait la suivante, du sommet à la base :

1. Schistes peu feldspathiques (en partie schistes argileux).
2. Grauwacke schisteuse.
3. Grauwacke pauvre en galets, en partie schisteuse avec peu d'éléments de gabbro.
4. Intercalation de serpentine à olivine et enstatite.
5. Grauwacke pauvre en galets (en partie schisteuse avec peu d'éléments de gabbro).
6. Conglomérat de gneiss avec gabbro en galets et en éléments épars.
7. Conglomérat de gabbro, en partie schisteux vers le haut.

LINCK et VAN WERVEKE ont reconnu ultérieurement l'existence d'un second niveau de serpentine, placé entre les couches 5 et 6.

LINCK pensait que ces couches apparaissaient dans un pli anticlinal et constituaient la base du Culm. VAN WERVEKE y voyait au contraire un synclinal pincé dans celle des couches à laquelle il a donné le numéro 24 (1).

---

(1) Voir plus haut, page 295.

Par la suite LINCK reprit sa carte du Talhorn pour la compléter et la parfaire. Le nouveau document est resté inédit, il est conservé dans les archives du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine. Il montre que les serpentines ne sont nullement localisées à un niveau déterminé, mais disséminées sous forme de lentilles.



FIG. 12. — LA KLIPPE DU TALHORN D'APRÈS LINCK.

La carte géologique du Talhorn qui est ici donnée (Fig. 11) reproduit exactement les contours de la carte de LINCK. Mais mon but étant avant tout de faire comprendre la structure

du massif et non d'en décrire le détail, j'y ai apporté diverses modifications.

1° Les différents niveaux de conglomérats ont été confondus. Il n'existe aucune limite nette entre les conglomérats de gabbro, de gneiss et de grauwacke ; la proportion relative des galets des diverses roches intervient seule pour leur faire appliquer une dénomination particulière. Au contraire j'ai figuré la présence d'une lame de gneiss que LINCK n'avait pas reconnue.

2° Les filons et les apophyses de granite n'ont pas été indiqués. Ils coupent le massif sans que leur présence ait rapport avec la stratigraphie ou la tectonique.

3° Le contour des différents terrains a été prolongé par un trait interrompu sur l'emplacement occupé par le glaciaire, qui est ici supposé enlevé ; le nombre de points de repère est suffisant pour que l'interpolation présente une sécurité presque absolue.

4° Enfin pour éviter la surcharge les directions de stratification et de pendage n'ont pas été marquées spécialement. La direction de stratification est donnée par la limite des différentes formations ; la direction de pendage est trop irrégulière pour offrir de l'intérêt.

La carte ainsi présentée fait voir que le petit massif, circulaire en apparence, est en réalité une lentille repliée sur elle-même en accordéon. La partie nord extrême de la lentille a été écornée par l'intrusion du granite.

Deux caractères révèlent dès le premier abord la parenté du complexe du Talhorn avec la klippe de Treh: l'allure lenticulaire et la présence de harzburgite serpentinisée. La parenté est plus étroite encore ; ici comme là peut être mise en évidence l'existence de gneiss et de gabbro du type euphotide, mylonitisés ; ces roches sont dissimulées dans la description pourtant minutieuse qu'a donnée LINCK sous le nom par trop élastique de grauwacke.

Les gneiss forment, mylonitisés tout le long des schistes du Culm, une bande continue à la limite sud de la klippe ; vers le



nord ils sont bordés par la serpentine. Notons de suite que cette disposition de la base de la klippe du Talhorn est identique à celle de la klippe de Treh ; celle-ci apparaît donc dans son ensemble comme l'équivalent de la base seule de la klippe du Talhorn.

Les gneiss de cette lame méridionale sont des gneiss à muscovite, à biotite, à amphibole. Ils sont mylonitiques à la limite de l'écaille.

Lorsqu'on a une fois reconnu ces faits par l'observation sur le terrain on s'aperçoit qu'ils figurent, et même avec une curieuse précision, dans la description faite par LINCK des grauweekes.

On y lit par exemple la description d'une roche qui, dans une coupe, « apparaît immédiatement au-dessous des schistes, au sud-ouest. C'est une roche gris foncé, tachée de blanc, d'aspect cristallin, dans laquelle on peut reconnaître en certains endroits du feldspath et de la biotite. Au microscope, elle a l'aspect d'un gneiss amphibolique à biotite ». Pourquoi donc ne pas l'appeler par son nom ?

La mylonitisation des gneiss est non moins clairement dépeinte, mais elle n'est pas nommée. « Sur quelques mètres de distance en direction, la roche se charge d'abord de lentilles quartzitiques étirées, séparées les unes des autres ; puis le tout prend un aspect quartzitique, en même temps que les éléments colorés deviennent moins abondants et disparaissent. »

On retrouve encore des gneiss à muscovite et à grenat au delà de la serpentine (couche 5 de LINCK).

La grauwacke à élément de gabbro n'est, elle aussi, autre chose qu'un gabbro mylonitique ainsi que l'avait fait observer VON SEIDLITZ. Il en est peut-être de même de certains conglo-mérats. Le métamorphisme portant sur ces roches a amené la recristallisation de la pâte, donnant naissance à un feutrage d'actinote secondaire.

La serpentine est également laminée par endroits. Je tiens pour une serpentine laminée et métamorphique la curieuse roche schisteuse et verdâtre qui affleure au-dessus des premières maisons du Talhorn et qui est uniquement constituée par des fibres



d'actinote ; on retrouve le même schiste à actinote entre la serpentine et les conglomérats.

Les observations faites sur le massif du Talhorn y montrent donc une multitude de ressemblances avec celui de Treh. Les deux klippes ont à leur base une lame de gneiss, et au-dessus de cette lame des lentilles de harzburgite et d'euphotide mylonitique. La démonstration de l'identité des deux klippes serait parfaite s'il était établi que le lambeau du Talhorn se coince également en profondeur.

Cette démonstration, nous ne la trouvons pas au Talhorn même dont l'altitude n'est pas assez grande pour laisser observer une coupe verticale suffisamment profonde. Mais elle s'offre dans un petit lambeau voisin, celui du Drumont, lui aussi constitué par des conglomérats et des roches vertes. Cette klippe est située à la limite d'extension du granite sur la crête de la montagne entre le Drumont et la tête de Fellerling, vers 1100 m. d'altitude ; elle est coupée et recoupée par le sentier, non figuré sur les cartes, qui du col descend vers Langenbach et Oderen. Ici comme à Treh les roches vertes ne s'enracinent pas, elles se coincent vers le bas à faible distance.

Ainsi le lambeau du Talhorn est constitué par une lentille violemment repliée sur elle-même, et formée de gneiss, de gabbro, de harzburgite et de conglomérats, le tout mylonitique. La lentille se coince vers le bas. On est en droit de la rapprocher de la klippe de Treh.

AUTRES JALONS DE LA LIGNE DES KLIPPES. — Les autres klippes de roches vertes, visibles dans la haute vallée de la Thur, sont placées dans des conditions telles que l'étude en est impossible. Elles apparaissent sous la forme de rochers moussus émergeant d'éboulis ; la plupart d'entre elles sont en outre dans la zone de métamorphisme du granite. Ce n'est que par comparaison avec Treh et le Talhorn qu'on peut attribuer à ces pointements une origine tectonique.

Les rochers d'Uhu au nord d'Oderen sont, ainsi que l'avait reconnu LINCK, constitués par une euphotide plus ou moins écrasée. Ils sont en dehors de la zone métamorphique.

J'ai retrouvé cette euphotide écrasée en gros blocs au pied du Mittelrain à Kruth.

LINCK a signalé l'existence de conglomérats de gabbros au Dengelberg. Il eut été intéressant de les étudier, car le Dengelberg est le seul point où les conglomérats ne soient pas métamorphiques. Je n'ai pu les retrouver.

Les conglomérats existent enfin au voisinage du granite dans les rochers d'Arutsch, près de Geishausen au nord de Moosch.

Un tableau récapitulatif de la composition de toutes les klipptes disséminées dans le Culm montre l'évidente unité d'origine de celles-ci.

|            |        |        |             |              |
|------------|--------|--------|-------------|--------------|
| TALHORN    | Gneiss | Gabbro | Harzburgite | Conglomérats |
| TREH       | Gneiss | Gabbro | Harzburgite | Conglomérats |
| DRUMONT    |        | Gabbro | Harzburgite |              |
| KRUTH      |        | Gabbro |             |              |
| UHU        |        | Gabbro |             | Conglomérats |
| DENGELBERG |        |        |             |              |
| ARUTSCH    |        |        |             | Conglomérats |

CHARRIAGE DE LA SÉRIE DU BALLON DE GUEBWILLER SUR LE TOURNAISIEN AUTOCHTONE (1). — Si, sur la carte, on fait passer un trait continu par l'emplacement de chacune de ces klipptes dont le caractère est le même et qui sont aussi semblablement placées, la ligne obtenue, extrêmement sinueuse, présente une allure tout à fait inattendue.

Après avoir, vers le Drumont, approximativement longé la limite du granite et du Culm elle est affectée, au Talhorn dans la région d'Oderen, par une série de plis brusques; elle décrit une courbe de petit rayon passant par le Dengelberg et se dirige

(1) Voir fig. 9, p. 308.

dès lors franchement vers le nord par les rochers d'Uhu et Kruth ; là un angle aigu la regette droit vers le sud-est, où elle prend d'enfilade la klippe de Treh et celle d'Arutsch près de Geishausen ; au delà elle est de nouveau coupée par le granite.

Il semble au premier abord que ceci soit un tracé imaginé par la fantaisie et que l'existence d'un contact anormal continu est pure supposition. Le jugement est prématuré et d'ailleurs inexact.

Le tracé de la ligne est justifié par les résultats que donne une étude de la direction de stratification et de la nature des couches qui sont en contact de part et d'autre.

La ligne est partout parallèle en effet à la direction de stratification : c'est d'ailleurs la raison pour laquelle cette singulière complication tectonique n'avait pu être jusqu'ici comprise. Les couches du Tournaisien de la série autochtone sont normalement dirigées vers le nord-est sur la rive droite de la vallée de la Thur ; mais sur la rive gauche elles décrivent, avec la ligne des klippes, un brusque crochet vers le nord pour prendre ensuite une direction sud-est perpendiculaire à la première direction qu'elles ont sur la rive droite.

D'autre part la ligne des klippes coïncide précisément avec un changement de la nature des couches en contact, elle fait la séparation entre les schistes noirs que nous avons appelés le Tournaisien autochtone et les grauwackes à ovoïdes. Cette coïncidence s'observe sur toute la longueur de dix kilomètres qui, en ligne droite, s'étend entre Kruth et les rochers d'Arutsch. Elle démontre que les klippes jalonnent une surface de contact anormal unique, séparant les deux séries de terrains.

L'observation du pendage des couches permet de dire laquelle des deux séries a été charriée sur l'autre.

Le long de la ligne droite tracée de Kruth aux rochers d'Arutsch le pendage est dirigé vers le nord-est : c'est le pendage de la klippe de Treh, celui des grauwackes à ovoïdes, celui des schistes noirs. Les schistes noirs passent donc sous les grauwackes.

Vers le Talhorn les plis et replis sont si fréquents que le pendage oscille en tous sens autour de la verticale; mais l'existence de l'affleurement triangulaire de Tournaisien autochtone qui s'avance vers le nord jusqu'à Kruth, prouve qu'aux abords de la vallée de la Thur le pendage est en général dirigé vers l'ouest. L'affleurement triangulaire du Tournaisien répond donc à un anticlinal dont l'axe s'ennoie vers le nord : ici aussi les schistes noirs passent sous les grauweekes à ovoïdes.

Ceci nous permet de dire que la série de grauweekes à ovoïdes constitue une série indépendante charriée sur le Tournaisien autochtone.

L'anticlinal de Wesserling et Kruth est nettement transversal à la direction générale du plissement de la région. C'est à son existence qu'est due l'ouverture au fond de la vallée entre le Talhorn et le Treh d'une véritable fenêtre tectonique, où se montre le terrain autochtone encadré par les terrains de la nappe qui se tiennent sur les hauteurs.

L'existence de la nappe ainsi découverte pose de nombreux problèmes, celui des racines tout d'abord.

Les intrusions granitiques postérieures à la mise en place de la nappe n'ont laissé subsister de celle-ci qu'un fragment presque isolé. On ne peut donc s'appuyer pour résoudre le problème que sur l'allure générale des grandes poussées orogéniques qui se sont fait sentir dans les Vosges hercyniennes. A en juger par cette allure générale la nappe du Ballon de Guebwiller a dû venir du sud, c'est-à-dire de par delà le synclinal viséen. Le caractère nettement exotique des éléments constitutifs des klippes s'accorde d'ailleurs avec l'hypothèse d'une origine étrangère aux Vosges.

Un autre problème est celui de l'âge des plis qui affectent les terrains de la nappe.

Le massif du Ballon de Guebwiller en effet est affecté de plis transversaux dont la direction coïncide avec celle du synclinal viséen dans la partie franc-comtoise des Vosges, de Breuchotte à Giromagny. La direction transversale pourrait être expliquée par la surélévation et l'abaissement des axes des plis principaux : c'est

l'explication que j'avais admise antérieurement. Maintenant qu'est démontrée la succession dans les Vosges de deux phases orogéniques, l'une antégranitique et l'autre postgranitique, la question se pose de savoir s'il ne s'est pas produit deux plissements successifs de directions perpendiculaires l'une à l'autre : un plissement avant la mise en place du granite, un autre après celle-ci.

Il me semble que le point pourrait être ultérieurement résolu par l'application des nouvelles méthodes géomécaniques, proposées par Cloos (1), à la klippe de Treh où l'on comparerait les systèmes de diaclases respectifs du gneiss de la klippe et des filons de microgranite qui le traversent.

---

(1) CLOOS. Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen, 1925.



### III. LES GRANITES.

---

#### 1. GRANITES ET ROCHES ASSOCIÉES.

---

##### A. — RÉPARTITION ET AGE DES GRANITES.

LES GRANDES UNITÉS GRANITIQUES. — Depuis qu'a été publié le célèbre mémoire de ROSENBUSCH [101] sur les granites de Barr-Andlau et de Hohwald et leurs actions de contact, les granites des Vosges n'ont cessé d'être l'objet de travaux méthodiques et précis. Ils peuvent être considérés comme bien connus et je ne ferai que résumer ici les travaux de mes prédécesseurs.

Les granites se répartissent en deux grandes masses.

L'une est comprise entre le Dévonien de la vallée de la Bruche et les Schistes de Steige, et se prolonge vers Senones et la vallée de la Meurthe. C'est le groupe des granites du Champ-du-Feu.

L'autre couvre à elle seule la majeure partie des Vosges entre les gneiss d'Urbeis et le massif primaire des Ballons. C'est le granite porphyroïde des Vosges centrales ou granite des crêtes.

Ces deux ensembles granitiques sont complètement indépendants ; séparés par la grande ligne de contact anormal de Lalaye et Lubine, ils sont différents par la constitution pétrographique.

D'autre part ces granites, qui sont post-dinantien, doivent être nettement distingués des formations cristallines anté-dévonien, avec lesquelles ils n'ont rien de commun.

AGE DU GRANITE DANS LES VOSGES MÉRIDIONALES. — Dans le massif des Ballons, le granite est toujours en contact avec le Tournaisien, mais n'atteint en aucun point le Viséen.



MICHEL-LÉVY [185] en conclut que c'est dans l'intervalle qui s'est écoulé entre le dépôt du Tournaisien et celui du Viséen que le granite a été mis en place.

Cette conclusion entraîne d'importantes conséquences pour la géologie locale. En effet les plissements qui ont engendré la formation de nappes dans le massif dévono-dinantien sont anté-granitiques. Il faut donc admettre que, en plein milieu de l'époque du Culm et avant le Viséen, se sont manifestés non seulement les phénomènes de granitisation, mais s'est aussi déroulée une phase de très intenses mouvements orogéniques.

Cette crise orogénique doit se marquer dans la série sédimentaire par une discordance; celle-ci à vrai dire n'a pas encore été observée dans les Vosges mais elle est connue dans la Forêt-Noire [192].

L'intrusion du granite, postérieure à cette première phase de plissements, est elle-même antérieure à une seconde phase; on voit par là combien le problème de l'âge du granite est étroitement lié à celui de la tectonique.

VAN WERVEKE a constaté lui aussi que le granite est postérieur aux plis dans la haute vallée de la Thur, et il a conclu de là que le granite est apparu à la fin du Viséen, immédiatement avant le dépôt du Houiller et après les plissements terminés. Cette opinion ne peut être suivie: le granite est mylonitisé le long des grands accidents tectoniques des Vosges moyennes, il est donc antérieur lui même à une phase orogénique, que VAN WERVEKE avait à tort confondue avec celle des plis de la Thur.

Pour l'instant, nous pouvons seulement affirmer que le granite est apparu entre deux phases de plissements et au cours du Viséen. Son âge ne pourra être précisé plus étroitement que lorsque ces plissements seront eux-mêmes datés.

AGE DU GRANITE DANS LE MASSIF DU CHAMP-DU-FEU. — Les granites du massif du Champ-du-Feu sont attribués généralement au Dinantien, par analogie avec les granites des Vosges méridionales.

L'hypothèse est très vraisemblable; cependant les terrains touchés par le granite ne sont jamais plus récents que le Dévonien,

et une démonstration évidente de l'âge dinantien de ce granite ne peut être fondée sur ces données.

Ici comme dans le massif méridional, il est essentiel de déterminer le moment de la mise en place du granite par rapport aux phases de plissement.

On a généralement admis jusqu'à ces dernières années, à la suite de VAN WERVEKE, que les intrusions sont postérieures aux plissements.

J'avais, au contraire, après avoir constaté que les granites des Vosges moyennes étaient plissés, admis qu'il en était de même pour les granites du massif du Champ-du-Feu, sans en avoir cependant la preuve matérielle. Celle-ci eût peut-être longtemps fait défaut, si elle n'avait été apportée par une remarque que je dois à J. DE LAPPARENT: les petits nodules de cordiérite que contiennent les schistes de Steige métamorphiques sont finement plissés avec l'ensemble de la roche, et ceci démontre que le métamorphisme, donc la mise en place du granite, a été antérieur ici aussi aux derniers phénomènes orogéniques.

Si nous ne pouvons donc, ici moins encore que dans le massif des Ballons, préciser à quel moment s'est effectuée la granitisation, nous pouvons dire du moins que ce fut avant la fin du plissement hercynien.

#### B. — LES GRANITES DU MASSIF DU CHAMP-DU-FEU.

DIFFÉRENTS TYPES DE GRANITE. — Les granites du massif du Champ-du-Feu ont été étudiés très attentivement par BUECKING [191]. Ils appartiennent à des types dont la variété surprend, par comparaison avec l'uniformité des granites des Vosges centrales et méridionales.

Le *granite du Champ-du-Feu* typique est un granite assez finement grenu, non porphyroïde et à biotite.

Le *granite de Hohwald* est un faciès amphibolique du granite du Champ-du-Feu. Il contient une amphibole d'un vert intense, tirant un peu sur l'olive. Le granite de Hohwald est abondant

surtout aux environs de la localité de ce nom et aux alentours de Welschbruch. Il se retrouve par traînées au nord-est de Bourg-Bruche et dans la région située à l'ouest de la faille de Saales et Saulxure, vers Saint-Stail et Senones. Il devient là parfois un granite porphyroïde par suite de l'apparition de grosses orthoses roses, et reçoit alors le nom de *granite de Senones*.

En certains points, près de Grendelbruch par exemple, la biotite disparaît complètement.

Le *granite de la Serva* se distingue du granite du Champ-du-Feu en ce qu'il contient de très nombreuses enclaves d'une diorite à hornblende aciculaire. Il est très abondant sur le versant septentrional du Champ-du-Feu.

Les variétés de granite qui viennent d'être énumérées passent les unes aux autres ; les deux suivantes au contraire paraissent nettement indépendantes des autres, bien que noyées dans l'ensemble granitique.

Le *granite de Natzwiller* forme un petit massif bien délimité dans la vallée de la Rothaine. C'est encore un granite à biotite, mais il est grossièrement grenu et contient de grosses orthoses roses qui le rendent porphyroïde.

Ce granite est identique au *granite du massif de Barr-Andlau*, qui semble provenir du même magma ; il est semblable aussi au granite de Senones, indiqué plus haut, qui en peut être une variété amphibolique.

Le granite de Natzwiller montre sur sa bordure une modification de la texture, qui devient microgranitique. De plus des apophyses de granite de Natzwiller s'observent dans le granite du Champ-du-Feu, et des enclaves de celui-ci dans le granite de Natzwiller. Ces trois circonstances montrent que le granite de Natzwiller constitue un petit massif formé postérieurement au granite du Champ-du-Feu.

Le *granite de Kagenfels* est un autre massif indépendant qui, entre Rothau et la ruine de Kagenfels, remplit une sorte de filon gigantesque et à contours irréguliers. Ce granite est très acide, à grain homogène, généralement fin, aplitique ou pegmatitique. Le quartz est granulitique ; le mica, blanc ou noir, est rare.

Au voisinage des contacts avec le Dévonien et avec les autres granites le granite de Kagenfels prend un aspect particulier, caractérisé par la finesse de la pâte et la plus grande dimension des cristaux idiomorphes de quartz ; il est donc pourvu d'une véritable salbande.

Ce granite pegmatitique est le plus récent de tous les granites du groupe du Champ-du-Feu, car il ne contient aucun des filons de minette, de microgranite et autres roches qui sont si fréquents ailleurs. Il ne renferme que des pegmatites, des aplites et des filons de quartz.

Il faut enfin signaler la présence de petits massifs de *diorites quartzifères* qui apparaissent, d'après BUECKING, en filons ou en petits laccolithes.

Aucun massif homogène n'est connu qui soit constitué par la diorite aciculaire, la diorite qui forme de si nombreuses enclaves dans le granite de la Serva. Cependant la roche est, quelquefois et localement, trouvée à l'état de traînées de différenciation dans les diorites quartzifères.

E. SCHNAEBELÉ [203] a cru récemment pouvoir expliquer la répartition de tous ces granites par des jeux de failles contemporains de l'intrusion des magmas. Il semble assimiler la mise en place des masses de granite à celle des filons, et considérer cette mise en place comme une injection dans des cassures. D'après lui, les intrusions successives du granite du Champ-du-Feu, du granite de Natzwiller et de Barr-Andlau et du granite de Kagenfels correspondent à trois phases de plissement ou, plus exactement, à trois phases de fracture.

J. DE LAPPARENT [208] constate que les granites amphiboliques et les granites dioritiques forment des alignements parallèles à la direction générale de stratification des roches encaissantes ; ils proviendraient d'après lui de la digestion, faite par le granite, des sédiments et des roches volcaniques basiques du Dévonien.

Je reviendrai plus loin sur la question de l'endomorphisme lorsque je considérerai de ce point de vue l'ensemble des granites

des Vosges. Je veux ici noter seulement que la notion ainsi introduite par DE LAPPARENT dans l'étude des groupes granitiques du Champ-du-Feu, entraîne la modification de tout ce qui avait été admis jusqu'ici de leur chronologie.

BUECKING et SCHNAEBELÉ tiennent en effet que les divers granites sont venus à des époques géologiques différentes et n'ont aucun rapport entre eux. D'après DE LAPPARENT la phase de granitisation aurait été unique ; les différences reconnues entre les diverses roches massives ne seraient dues qu'aux circonstances, la dépendance qui a existé entre la composition du magma et la nature des formations qui occupaient primitivement la place.

Soit par exemple les diorites connues à l'état d'enclaves dans le granite du Champ-du-Feu. Elles représentent d'après la première théorie une intrusion indépendante, antérieure au granite. D'après DE LAPPARENT, ces diorites sont seulement les témoins d'un premier stade de formation du magma cristallin, correspondant à un moment où l'action des fumerolles acides n'était pas assez prononcée pour atteindre la composition du granite (1).

Voici, pour en terminer avec les granites, le résultat de quelques analyses chimiques citées d'après BUECKING :

- A. Granite du Champ-du-Feu, route de Fouday à Solbach.  
 B. Granite de Hohwald.  
 C. Granite d'Andlau.

|                                | A      | B      | C     |
|--------------------------------|--------|--------|-------|
| SiO <sup>2</sup>               | 70,20  | 65,81  | 68,97 |
| TiO <sup>2</sup>               | 0,10   | —      | 0,31  |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 15,23  | 18,03  | 14,31 |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 1,83   | 4,21   | 2,32  |
| FeO                            | 1,01   | 0,69   | 0,85  |
| CaO                            | 1,85   | 5,06   | 3,81  |
| MgO                            | 0,81   | 2,14   | 1,15  |
| K <sup>2</sup> O               | 4,43   | 2,24   | 4,54  |
| Na <sup>2</sup> O              | 4,34   | 1,81   | 2,46  |
| H <sup>2</sup> O               | 0,93   | 1,16   | 0,71  |
|                                | 100,53 | 101,16 | 99,92 |
| MnO                            | 0,10   | —      | 0,01  |
| P <sup>2</sup> O <sup>5</sup>  | 0,05   | —      | —     |

(1) Voir page 356.

ROCHES DE FILON ET RHYOLITES DU ROSSKOPF. — Les granites du groupe du Champ-du-Feu et les terrains avoisinants sont recoupés par un très grand nombre de filons, que constituent les roches les plus variées.

Ce sont des microgranites, des microdiorites, des microsyénites et des lamprophyres (minette, vogésite, kersantite et spessartite). Ces roches ont été étudiées en détail par ROSENBUSCH [101], puis par BUECKING [191].

Il est une variété de microgranite dont il convient de dire quelques mots ici à cause de son aspect et de ses conditions de gisement. C'est une roche à grain très fin, de teinte rose, dont l'aspect rappelle suivant les points considérés celui de la rhyolite, du microgranite ou de l'aplite. La roche constitue des filons ou de petits massifs dans le granite et dans les schistes de Steige, dans la région qui s'étend au sud-est du massif du Champ-du-Feu; elle montre fréquemment une structure fluidale et sphérolitique. Elle forme une masse très importante au sommet du Rosskopf, près de la maison forestière de Welschbruch; des filons qui sont en rapport avec cette masse sont coupés par la vallée de l'Andlau près de la maison forestière d'Eftermatten, où ils sont bien exposés à la vue dans une carrière.

Ces roches singulières ont été longuement étudiées par ROSENBUSCH [101], qui a créé pour certaines variétés d'entre elles le nom de granophyre afin d'indiquer leur double affinité avec les roches massives et avec les roches de coulées. Il distinguait dans leur complexe des porphyres granitoïdes(1) à quartz automorphe, des porphyres grenus à deux temps de cristallisation, des porphyres à agrégats sphérolitiques, des porphyres variolitiques à fond vitreux.

J. DE LAPPARENT a publié [208] des microphotographies de ces roches qu'il range également parmi les rhyolites.

---

(1) Ceux-ci, d'après une communication personnelle de E. SCHNAEBELÉ, ne sont autre chose que l'extrémité méridionale du granite du Kagenfels.



BUECKING les a considérées comme occupant les cheminées par lesquelles sont montées les grandes coulées acides permienes. Cette dernière opinion fut jusqu'à ces derniers temps communément admise; elle se trouvait en effet concilier les deux caractères opposés des roches : leur structure de roche de coulée et leur gisement en massifs et filons dans les granites.

L'opinion de BUECKING est erronée, car DE LAPPARENT (1) a pu voir la roche traversée par un filon de minette. Elle est donc apparue pendant la grande période d'intrusion magmatique hercynienne, après la mise en place du granite et avant la venue des minettes. Mais la cause de la remarquable structure rhyolitique de ce microgranite reste inconnue.

Des roches tout à fait analogues sont connues au col du Sattel, entre Munster et le Hohneck. Elles y forment probablement des filons en plein massif granitique et elles montrent une structure fluidale extrêmement nette.

Elles sont aussi retrouvées dans la vallée de Sainte-Marie-aux-Mines. Au Robinot [162, 166] près du col de Saint-Dié, elles forment un petit massif qui rappelle celui du Roskopf; dans la région du Hury, au sud de Sainte-Croix, elles contiennent parfois des pseudomorphoses sériciteuses et hexagonales de cordiérite; elles forment là également des filons et de petits massifs.

Les porphyres du Hury ont été souvent attribués au Permien, par analogie avec les argilolites et les rhyolites auxquelles ils ressemblent. Pas plus qu'au Roskopf il n'en est rien, car j'ai trouvé des galets de ce même porphyre dans le conglomérat houiller du Pré Gréville.

Il semble donc que dans toute l'Alsace cette roche est en relation génétique avec les intrusions filoniennes qui ont fait suite à la mise en place du granite, et non avec le volcanisme permien, comme pouvaient le laisser croire certaines apparences.

La rhyolite de Wunheim, étudiée par GRENVILLE A. COLE [134], fait peut-être exception à cette règle.

---

(1) Communication personnelle de J. DE LAPPARENT.



### C. LE GRANITE PORPHYROÏDE OU GRANITE DES CRÊTES DES VOSGES CENTRALES.

LA MASSE GRANITIQUE. — La majeure partie des Vosges centrales, de la plaine du Rhin à la vallée de la Moselle, est occupée par un granite de composition homogène et très caractéristique. C'est le Granite porphyroïde des Vosges des anciens auteurs, auquel GROTH[102] a, plus tard, donné le nom de granite des Crêtes(1) parce qu'il l'avait étudié à l'ouest de Sainte-Marie-aux-Mines vers le Haut-du-Faîte. En réalité le granite des Crêtes ne constitue pas les crêtes plus que d'autres granites, et il s'étend largement aussi sur les pentes des deux versants des Vosges.

Cette roche doit un aspect particulier et tout à fait caractéristique aux grands cristaux blancs et rectangulaires d'orthose et de microline qui lui donnent l'aspect porphyroïde. Dans certaines variétés ces cristaux ont plusieurs centimètres de longueur.

La pâte dans laquelle baignent les cristaux est de teinte assez sombre. Le quartz apparaît mal à l'œil nu(2) bien qu'il soit assez abondant ; l'oligoclase est en très petits cristaux de teinte rosée ; la biotite abondante donne à la roche son aspect mélano-crâte.

Le minéral le plus caractéristique de ce granite est une amphibole spéciale, très abondante dans certains faciès du granite et plus rares dans d'autres, mais presque toujours présente. C'est une hornblende ; elle n'est pas verte comme les autres hornblendes des granites des Vosges, mais teintée d'un brun peu intense ; elle se présente en aiguilles à sections losangiques.

COHEN [137] a montré que la même roche contenait des variétés de hornblende légèrement différentes les unes des autres. Certaines amphiboles ont des tonalités verdâtres ou olive ; d'autres sont franchement brunes. Ces différences se traduisent dans la composition chimique.

---

(1) Kammgranit.

(2) KOEHLIN-SCHLUMBERGER considérait certaines variétés comme des syénites.

A. Amphibole verdâtre du granite du Pré-de-Fouchon (COHEN).

B. Amphibole brune du granite du Pré-de-Fouchon (COHEN).

|                                | A            | B            |
|--------------------------------|--------------|--------------|
| TiO <sub>2</sub>               | 0,08         | 0,14         |
| SiO <sub>2</sub>               | 51,47        | 51,69        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,15         | 4,17         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,18         | 2,34         |
| FeO                            | 10,07        | 9,83         |
| CaO                            | 11,95        | 12,17        |
| MgO                            | 17,20        | 17,17        |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,19         | 0,82         |
| K <sub>2</sub> O               | 1,05         | 0,79         |
| H <sub>2</sub> O               | 1,38         | 1,13         |
|                                | <hr/> 100,72 | <hr/> 100,25 |

Je crois le cas analogue à celui des hornblendes des amphibolites. La teinte brune ou verte ne s'explique pas par les proportions relatives de fer ferreux et de fer ferrique, mais bien par la teneur du minéral en titane.

Il est à noter que l'amphibole du granite porphyroïde est très pauvre en alumine. Ce caractère la rapproche de l'actinote, dont elle montre les sections losangiques et la couleur peu intense.

Certaines variétés du granite porphyroïde sont particulièrement riches en amphibole : leur aspect décoratif les fait exploiter pour l'ornementation et la construction. Les anciens auteurs en ont représenté l'extension sous le nom de syénite des Vosges, qu'on trouvera également indiquée sur la carte jointe à ce mémoire : elle est comprise entre les gneiss d'Urbeis et les gneiss de Sainte-Marie et occupe au delà une bande qui s'allonge entre Gérardmer, la Bresse et Saulxure.

D'autres variétés ne contiennent rien de cette amphibole ; en même temps le caractère porphyroïde disparaît et la structure devient régulièrement grenue. Lorsque le grain devient plus fin encore, la roche se charge de muscovite.

Voici le résultat de l'analyse de plusieurs de ces granites :

- A. Granite à amphibole, Brifosse près Ste-Marie-aux-Mines (analyse nouvelle).  
 B. Granite à amphibole du Pré-de-Fouchon, entre Rochesson et Gérardmer (COHEN).  
 C. Granite normal, Col du Page (ALB. MICHEL-LÉVY).  
 D. Granite à biotite, Noirceux près Froide-Fontaine (COHEN).

|                                | A     | B     | C     | D      |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|
| TiO <sup>2</sup>               | 0,60  | —     | 0,40  | 0,76   |
| SiO <sup>2</sup>               | 62,81 | 63,80 | 66,55 | 68,27  |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 13,23 | 14,25 | 15,50 | 15,08  |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 0,52  | 0,79  | —     | 0,91   |
| FeO                            | 4,41  | 3,61  | 3,15  | 1,78   |
| CaO                            | 4,59  | 3,10  | 2,02  | 1,69   |
| MgO                            | 4,08  | 4,68  | 2,71  | 2,27   |
| K <sup>2</sup> O               | 5,68  | 5,97  | 4,92  | 8,46   |
| Na <sup>2</sup> O              | 2,46  | 2,14  | 3,28  | 8,46   |
| P. F.                          | 0,76  | 1,15  | ,125  | 0,98   |
|                                | 99,14 | 99,49 | 99,78 | 100,00 |

A la différence de ce qui existe pour le groupe granitique du Champ-du-Feu, il n'y a pas ici distinction de massifs indépendants répondant à une succession chronologique. Sauf pour certains massifs de granites à mica blanc (granulite), les passages progressifs d'un type à l'autre qui sont toujours observés montrent, ainsi d'ailleurs que la composition chimique, que les différenciations sont purement locales.

Malgré cela les types de granite qui suivent ont reçu des noms spéciaux.

Le *granite de Dambach* est celui qui apparaît entre le val de Villé et la vallée du Rhin, à l'ouest de Dambach, complètement séparé du reste du massif granitique par la couverture de terrains plus récents. Mais rien jusqu'ici ne laisse croire qu'il provienne d'un magma indépendant. C'est un granite à biotite, à grain

grossier, non porphyroïde, parfois chargé de muscovite et tendant à la pegmatite. Il semble se rattacher au granite à biotite de la vallée de Rombach-le-Franc, au nord de la vallée de Sainte-Marie-aux-Mines.

Le *granite des Verreries*(1) a été distingué par VAN WERVEKE dans la vallée de Ribeauvillé. C'est une simple variété locale du granite porphyroïde normal qui offre une fluidalité marquée par la disposition des gros cristaux d'orthose.

VAN WERVEKE considérerait cette variété comme un faciès de bordure, les cristaux s'y seraient orientés parallèlement aux terrains encaissants. Je serais plutôt tenté de voir là, en tenant compte des théories récentes émises par CLOOS(2), un granite porphyroïde qui a subi des efforts orogéniques avant sa consolidation totale. L'orientation des cristaux, parallèle à la direction de plissement, trahirait un véritable écoulement du magma, encore pâteux, sous l'influence de la pression.

Cette opinion trouve appui dans les objections qu'appelle toute autre explication de la fluidalité.

L'hypothèse du faciès de bordure s'élimine d'elle-même, puisque la structure fluidale se présente à diverses reprises en plein massif granitique : par exemple dans la région située à l'ouest de Châtenois, et dans la région du Haut-de-Faite près de Sainte-Marie-aux-Mines ; et l'on ne saurait compter les innombrables points où s'observent dans la roche homogène de petites traînées locales d'orthose orientée.

L'hypothèse d'un laminage doit être elle aussi complètement exclue, car le microscope montre une cristallisation parfaitement régulière ; à l'ouest de Châtenois se trouvent en grand nombre des enclaves basiques qui offrent l'aspect anguleux ou arrondi qu'elles ont toujours dans le granite normal.

Il existe assurément des points où l'on peut observer une structure cataclastique : la mylonitisation est alors nettement

---

(1) Glashüttengranit.

(2) CLOOS. Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen, 1925.

postérieure, et sans rapport avec la structure fluidale. Tel est par exemple le cas le long des lignes de chevauchement des écaïlles cristallines de Ribeauvillé.

FILONS DU GRANITE PORPHYROÏDE. — Le granite porphyroïde des Vosges centrales diffère d'une manière remarquable des granites du groupe du Champ-du-Feu en ce que les filons y sont rares et peu variés. Sur des étendues énormes, dans la région de Munster par exemple, on ne rencontre, hors les aplites, aucune espèce de roche filonienne.

Si nous faisons ici abstraction des microgranites à aspect rhyolitique que l'on connaît au Robinot et au Sattel et dont il a été parlé plus haut(1), les filons signalés sur le versant alsacien ne sont à proprement parler que des apophyses ; à la structure microgranulitique près, l'aspect général et la composition de la roche massive y sont conservés.

Ces filons sont surtout fréquents vers la bordure des massifs granitiques et dans les terrains primaires et cristallophylliens voisins. Cependant toute la région située au sud de la dislocation de Liepvre et La Bresse jusqu'au massif des Ballons en est presque dépourvue.

Les *microgranites à pyroxène* sont développés d'une manière remarquable dans le massif des gneiss d'Urbeis. Ils ont l'aspect du granite porphyroïde, mais leur pâte est à grain fin, de teinte un peu rougeâtre ou verdâtre. Ils forment des filons épais parfois de plusieurs dizaines de mètres. Leur existence a été signalé dans la région de Frapelle, Neuwiller et Laveline par ROSENBUSCH[98], qui les a choisis comme un type de granite à pyroxène décrit dans son traité.

Fait remarquable, cette roche à pyroxène est de composition chimique semblable à celle du granite porphyroïde massif à amphibole.

---

1. Page 348.

A. Microgranite à pyroxène (Vosges) (ROSENBUSCH).

B. Granite à amphibole. Pré-de Fouchon (Vosges) (COHEN).

|                                | A           | B           |
|--------------------------------|-------------|-------------|
| SiO <sup>2</sup>               | 61,93       | 63,80       |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 13,18       | 14,25       |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 3,63        | 0,79        |
| FeO                            | 2,31        | 3,61        |
| CaO                            | 3,48        | 3,70        |
| MgO                            | 4,59        | 4,68        |
| Na <sup>2</sup> O              | 2,67        | 2,14        |
| K <sup>2</sup> O               | 6,11        | 5,97        |
| P. F.                          | 1,14        | 1,15        |
|                                | <hr/> 99,04 | <hr/> 99,49 |

Le pyroxène dont l'analyse est donnée par Mérian [122] est dans cette roche un diopside non aluminéux.

La roche appelée par VÉLAIN porphyre de Rochesson n'est autre chose qu'un microgranite à pyroxène de cette famille, variété à pâte rose très abondante dans la région de Gérardmer.

Des *kersantites* sont associées à ces microgranites et montrent de grandes analogies avec eux. Les *kersantites* contiennent le même diopside et une très grande quantité de biotite. Les éléments blancs sont représentés surtout par le plagioclase, mais accessoirement aussi par le quartz et l'orthose. Parfois se développent dans la *kersantite* des sortes de fumées indécises de teinte claire : ce sont des parties plus acides. Somme toute les microgranites à pyroxène et les *kersantites* offrent un même air de famille, difficile d'ailleurs à expliquer.

Les filons de *kersantite* sont nombreux au sud de Gérardmer où des minettes se trouvent en liaison avec eux, d'après la carte géologique(1).

Dans le massif primaire des Ballons le granite émet sur sa bordure une grande quantité d'*apophyses à structure microgranitique*. Celles-ci peuvent être bien étudiées dans la vallée de Mittlach et sur la route des Crêtes. Ces roches sont toutes de la famille des

---

(1) Carte géologique de la France à 1 : 80 000, feuille Épinal.

granites : elles contiennent du quartz, deux feldspaths et des minéraux ferro-magnésiens et leur aspect rappelle toujours celui du granite porphyroïde ; mais elles présentent néanmoins une gamme de types assez étendue.

Il existe des filons de microgranite de teinte rose, avec biotite, qui sont relativement acides ; mais sur les bords du filon le mica devient si abondant que la roche prend l'aspect caractéristique de la minette ; il n'est pas rare de voir alors de l'amphibole ou des pseudomorphoses micacées octogonales qui sont certainement des restes de diopside. J'ai rencontré dans la vallée du Kolben un filon où le diopside est conservé intact et très abondant. La roche est alors identique aux porphyres de Rochesson mentionnés plus haut.

On pourrait être tenté de voir dans la basicité des apophyses un phénomène d'endomorphisme du magma au contact des gneiss primaires parfois calciques. Ce serait à tort, puisque ces microgranites à pyroxène se trouvent aussi en filons dans les granites massifs ; il s'agit ici certainement d'une différenciation au cours de laquelle la partie la plus basique du magma s'est concentrée vers les salbandes des filons ainsi qu'il est normal.

C'est un fait remarquable que ces apophyses périphériques réalisent une division du magma en parties indépendantes qui tendent, par une sorte d'évolution parallèle, vers les microgranites acides, les microgranites à pyroxène, les kersantites et les minettes : roches que l'on trouve précisément dans les filons proprement dits de la région située au sud de Gérardmer.

GRANITE DU BALLON D'ALSACE OU GRANITE A AMPHIBOLE VERTE. — Le granite du Ballon d'Alsace forme la partie méridionale du grand massif du granite porphyroïde des Vosges centrales, ou granite des Crêtes. Il occupe une sorte de golfe enfoncé profondément dans le massif primaire des Ballons. Il a été étudié en Alsace par DEECKE [139].

D'après ALB. MICHEL-LÉVY [185] aucune limite définie ne sépare les deux granites ; le passage est graduel. Le présence du



granite du Ballon d'Alsace ne résulte donc pas d'une intrusion indépendante, mais d'une variation latérale de faciès.

Ce granite est caractérisé par de grands cristaux d'orthose, trapue et rose, et par de l'amphibole verte et très polychroïque. Sa ressemblance avec le granite de Senones et avec le granite de Barr-Andlau est particulier.

Au sud du massif, dans la région de Sewen, le granite présente un faciès de bordure remarquable : il prend un grain fin et se charge de biotite et de pyroxène ; au terme extrême de la modification il mérite le nom de microgranite à pyroxène.

La composition du granite des Ballons est donnée par l'analyse dont les résultats sont ici rappelés.

Granite à amphibole du Col des Charbonniers (MICHEL-LÉVY).

|                                |        |
|--------------------------------|--------|
| TiO <sup>2</sup>               | 0,98   |
| SiO <sup>2</sup>               | 62,30  |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 16,01  |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 0,93   |
| FeO                            | 3,42   |
| CaO                            | 4,35   |
| MgO                            | 3,23   |
| K <sup>2</sup> O               | 4,55   |
| Na <sup>2</sup> O              | 3,25   |
| P. F.                          | 1,60   |
|                                | <hr/>  |
|                                | 100,62 |

La différence essentielle de composition entre ce granite et le granite porphyroïde à amphibole brune apparaît nettement : prédominance de la chaux sur la magnésie.

ORIGINE ENDORMOPHE DES GRANITES A AMPHIBOLE VERTE. ---  
ALB. MICHEL-LÉVY a montré comment le granite du Ballon d'Alsace s'est chargé d'amphibole verte et est devenu calcique lorsqu'il a coupé la partie du massif des Ballons formée de diabases et de diorites. Aussi explique-t-il la constitution du massif granitique du Ballon d'Alsace par un phénomène d'endo-

morphisme : le magma serait devenu plus basique par la digestion des rochers volcaniques dont il a pris la place.

Un regard sur la carte suffit à montrer combien l'hypothèse paraît fondée. Pourtant nous n'avons pas eu jusqu'ici de cet endomorphisme la démonstration qui a été établie pour d'autres régions ; c'est surtout la comparaison avec les résultats des travaux classiques de A. LACROIX et de AUG. MICHEL-LÉVY qui entraîne la conviction.

L'hypothèse est absolument semblable que J. DE LAPPARENT(1) a émise pour expliquer l'existence de traînées de roches à faciès amphibolique dans les granites du Champ-du-Feu. Là aussi on peut objecter que l'interprétation repose sur la considération de la carte et non sur des observations pétrographiques décisives.

Il semble du moins que les deux hypothèses concordantes formulées par ALB. MICHEL-LÉVY et J. DE LAPPARENT tirent une grande force de leur rapprochement même. Elles conduisent à formuler une règle absolue et sans exception : dans les Vosges, les granites relativement calciques à amphibole verte se rencontrent lorsque les terrains encaissants contiennent des roches volcaniques basiques ; inversement lorsque ces conditions ne sont pas réalisées le granite à amphibole verte n'existe pas.

La composition chimique des granites vient de son côté confirmer l'hypothèse de l'endomorphisme : est-ce par l'effet du hasard que, dans le massif des Ballons comme dans le massif de la Bruche, les granites à amphibole ont précisément une composition moyenne entre la composition du granite à biotite normal et celle des roches basiques encaissantes ?

#### 1. *Massif du Champ-du-Feu.*

- A. Granite à biotite du Champ-du-Feu (BUECKING).
- B. Diabase du Falkenstein (BUECKING)
- C. Moyenne des deux analyses précédentes.
- D. Diorite aciculaire en enclaves dans le granite de la Serva.

---

(1) Page 345.

|                                    | A     | B     | C     | D     |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sup>2</sup>                   | 70,20 | 52,74 | 61,47 | 59,85 |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup>     | 15,25 | 17,81 | 16,52 | 17,51 |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> (1) | 2,95  | 10,85 | 6,90  | 6,35  |
| MgO                                | 0,61  | 4,72  | 2,66  | 2,76  |
| CaO                                | 1,85  | 8,80  | 5,32  | 5,04  |
| K <sup>2</sup> O                   | 4,43  | 1,59  | 3,01  | 2,95  |
| Na <sup>2</sup> O                  | 4,34  | 2,81  | 3,57  | 3,43  |

2. *Massif des Ballons.*

E. Granite à biotite normal.

F. Diorite de Saint-Maurice.

G. Moyenne des deux analyses précédentes.

H. Granite à amphibole des Ballons.

|                                | E     | F     | G     | H     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sup>2</sup>               | 66,55 | 52,83 | 59,69 | 62,30 |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 15,50 | 18,10 | 16,80 | 16,01 |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> | 3,50  | 10,49 | 6,99  | 4,72  |
| MgO                            | 2,71  | 3,57  | 3,14  | 3,23  |
| CaO                            | 2,02  | 5,71  | 3,86  | 4,35  |
| K <sup>2</sup> O               | 4,92  | 1,32  | 3,12  | 4,55  |
| Na <sup>2</sup> O              | 3,25  | 4,92  | 4,08  | 3,25  |

L'hypothèse de l'endomorphisme rend donc compte de toute une série de coïncidences que la théorie de l'intrusion d'un magma indépendant serait obligée d'attribuer au hasard.

GRANITE A MUSCOVITE. — Les granites à muscovite des Vosges n'ont aucune unité. Ils forment de petits massifs disséminés dans les granites à biotite et les granites à amphibole, et ils n'ont entre eux rien de commun.

Ils peuvent être cependant répartis en deux grands groupes. Les uns ont des limites peu définies et passent latéralement aux granites à biotite, ils n'en sont que des variétés locales. Les autres

---

(1) Pour faciliter la comparaison le fer est supposé tout entier à l'état de Fe<sup>2</sup>O<sup>3</sup>.

constituent des massifs indépendants, n'offrant aucun rapport de composition avec les granites voisins.

Disons d'abord quelques mots des variétés locales des granites à biotite.

A ce groupe appartiennent les granites à muscovite de Lapoutroye, de Turckheim et de Munster, indiqués sur la carte, et d'autres de trop faible importance pour être ici énumérés.

Lorsque l'on passe de la région du granite à biotite à celle du granite à muscovite on voit les grands cristaux d'orthose disparaître et la roche devenir finement grenue. La biotite est alors remplacée par de la muscovite, en même temps que la roche se charge d'une poussière rouge d'oligiste. A l'examen sous le microscope, cette transformation se montre accompagnée d'un enrichissement en microcline.

Dans bien des cas et en particulier à Munster et à Turckheim, la muscovite présente deux manières d'être. Certaines grandes lames de muscovite pure entourent les feldspaths et le quartz en réalisant une structure poecilitique. La muscovite constitue aussi, comme on peut s'en rendre compte en utilisant un fort éclairage par réflexion, des pseudomorphoses de la biotite : celle-ci est remplacée par un agrégat de toutes petites lamelles de muscovite et de granules d'hématite, hématite qui donne à la roche une teinte rouge caractéristique.

Les massifs bien définis de granite à muscovite ne sont en Alsace qu'au nombre de trois. J'ai fait mention du *granite du Kagenfels* en étudiant les granites du massif du Champ-du-Feu et il a été question du *granite du Bilstein* à propos des roches écrasées. Le troisième massif est celui du granite du Brézouard, au sud de la vallée de Sainte-Marie-aux-Mines.

Le *granite à muscovite du Brézouard* est un granite acide à grain grossier, contenant toujours de la biotite. Parfois on lui donne le nom de granulite, à tort d'ailleurs, car le quartz n'y est pas automorphe.

La dureté de la roche en a fait un sommet isolé qui surgit en marge de la ligne de crête des Vosges.

L'étude microscopique de ce granite ne montre aucune particularité spéciale. Notons l'existence en certains points, en particulier au Rauhental, de faciès très finement grenus qui doivent être considérés comme des faciès de bordure. Les filons sont uniquement du quartz, des aplites, des pegmatites et des microgranites très acides.

Le granite du Brézouard n'avait jamais été analysé jusqu'ici. Il m'a semblé intéressant de faire connaître sa composition.

Granite à muscovite du Brézouard (Aubure).

|                                |       |
|--------------------------------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 72,95 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,40 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,07  |
| MgO                            | 0,36  |
| CaO                            | 1,63  |
| K <sub>2</sub> O               | 4,25  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,55  |
| P. F.                          | 0,90  |
|                                | <hr/> |
|                                | 99,81 |

GROTH [102] admettait que le granite du Brézouard est plus ancien que le granite porphyroïde, parce qu'il apparaît sous les gneiss. Cette raison a perdu toute valeur aujourd'hui ; la stratigraphie des roches cristallines ne repose pas sur l'ordre de succession comme celle des formations sédimentaires.

Plus tard VAN WERVEKE [135] se fit la conviction que le granite du Brézouard était le plus récent des deux parce que, en amont de Ribeauvillé, il coupe le granite porphyroïde à structure fluidale appelé granite des Verreries. Il n'est nullement démontré qu'il n'y ait pas là une simple apparence due à la tectonique. La région est en effet formée d'écailles serrées de gneiss et de granite, ce qui laisse supposer que si le granite du Brézouard est compris entre deux massifs de granite des Verreries, c'est par l'effet d'une répétition tectonique.

Peut-être le granite du Brézouard appartient-il à la série cristalline antédévonienne, comme les gneiss et aussi comme le granite voisin du Bilstein (1) auquel il ressemble beaucoup.

Sur le versant lorrain des Vosges les granites à muscovite jouent un rôle très important. La carte géologique les y figure sous le nom de granulites ; en réalité la structure granulitique vraie est rare.

Comme en Alsace, ils se répartissent en variétés de modification latérale des granites à biotite et en massifs indépendants.

Le granite de Remiremont qui couvre des espaces très étendus est un granite à grain fin, à deux micas. Il est identique aux granites de Lapoutroye et de Munster ; peut-être bien n'est-il qu'une variété locale du granite porphyroïde des Vosges centrales.

Les granites de la région de Cornimont et de la Bresse que nous avons eu l'occasion de voir sont au contraire grossièrement grenus, très acides, à bordures bien différenciées ; ils peuvent être rapprochés du granite du Brézouard.

Nous possédons du granite de la Bresse les résultats d'une ancienne analyse de DELESSE :

|                                |      |
|--------------------------------|------|
| SiO <sub>2</sub>               | 73,8 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,8 |
| MgO                            | 0,9  |
| CaO                            | 0,9  |
| K <sub>2</sub> O               | 7,8  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,8  |

## 2. ACTION MÉTAMORPHIQUE DES GRANITES.

---

MÉTAMORPHISME DES SCHISTES DE STEIGE AU CONTACT DES GRANITES DE HOHWALD ET DE BARR-ANDLAU. — Il y a déjà près d'un demi-siècle que l'étude des phénomènes du métamorphisme de contact dans les Vosges est devenue classique, grâce au mémoire célèbre de ROSENBUSCH consacré au métamorphisme des schistes de Steige [101].

De ce cas particulier ROSENBUSCH avait cru pouvoir déduire les lois générales du métamorphisme : ces lois générales ont été par la suite très vivement discutées, et finalement reconnues inexactes. Mais en ce qui concerne les Vosges elles-mêmes les conclusions de Rosenbusch restent définitives : et les problèmes que soulève l'étude du métamorphisme de contact y peuvent être considérés comme résolus par lui.

Je rappellerai brièvement les faits mis en évidence par ROSENBUSCH entre Hohwald et Andlau.

Le métamorphisme a créé autour du granite des auréoles concentriques caractérisées par des transformations de plus en plus profondes.

La zone externe, appelée la *zone des schistes noduleux*(1), est caractérisée d'après ROSENBUSCH par le changement de teinte du schiste et l'apparition de petits nodules noirs de forme variée, généralement arrondis, parfois hexagonaux.

ROSENBUSCH croyait voir dans ces nodules la concrétion de la matière charbonneuse du schiste. J. DE LAPPARENT [208] a

---

(1) Knotenschiefer.



reconnu que les nodules sont des pseudomorphoses de cordiérite de néoformation, ayant enclavé des pigments charbonneux.

La masse du schiste ne montre guère de transformations.

Dans la zone suivante, dite *zone des schistes noduleux micacés* (1), la transformation est plus profonde. Dans la masse entière la chlorite disparaît et la biotite de néoformation forme une trame continue. De petits cristaux de staurotide et de tourmaline apparaissent. Les nodules de cordiérite sont de moins en moins nombreux. ROSENBUSCH, qui n'avait pas reconnu l'existence de la cordiérite, croyait que les concrétions charbonneuses étaient à leur tour saisies par la cristallisation.

Enfin dans la zone la plus interne, qui est la *zone des cornéennes* (2), la recristallisation est totale. La roche est dure et compacte ; on ne distingue plus stratification ni nodules ; le développement abondant de l'andalousite est caractéristique et il s'y joint parfois la présence de sillimanite et de corindon avec, comme dans la zone précédente, la cordiérite, la biotite et le quartz.

Tel est le caractère général des cornéennes. Mais ROSENBUSCH a signalé l'existence de cornéennes de composition aberrante, auxquelles s'attache aujourd'hui un intérêt tout spécial au point de vue théorique.

L'une d'elles est une cornéenne à cordiérite et plagioclase, provenant de blocs situés au confluent du Sperberbächel et du ruisseau d'Andlau, sur la bordure du massif granitique. Le quartz, l'andalousite et la biotite y sont plus rares que de coutume ; mais il s'y trouve de la cordiérite, et un plagioclase de néoformation à très petit angle d'extinction.

Une autre est une cornéenne à tourmaline. Lorsque, par le chemin de Hohwald à Bellevue, on sort de la forêt en suivant la crête qui sépare la vallée d'Andlau de celle de Villé et qu'on se dirige ensuite vers l'ouest dans la direction du signal de Hohwald, on rencontre d'abord la zone normale à cornéennes ; celle-ci

---

(1) Knotenglimmerschiefer.

(2) Hornfels.

passé peu à peu à la zone des schistes noduleux micacés ; c'est là, au point où un ravin à pente très rapide appelé le Grossbornthälchen descend vers la vallée de Wassergrub, qu'on voit des blocs de couleur gris rougeâtre : ils sont constitués par la cornéenne à tourmaline.

Enfin une cornéenne calcique à grenat provient d'une carrière de Truttenhausen ; une cornéenne à amphibole peut être récoltée sur les pentes du Rebstall dans la vallée de la Kirneck.

Des analyses chimiques nombreuses des roches de toute cette région ont permis de constater que, à l'exception des cornéennes de type aberrant, ces roches n'offrent aucune différence de composition, que ce soient les schistes de Steige normaux, les schistes noduleux, les schistes micacés noduleux ou les cornéennes.

Les roches de type aberrant montrent seules à l'analyse diverses particularités.

La cornéenne à grenat et la cornéenne à amphibole sont exceptionnellement riches en chaux et en magnésie ; elles dérivent certainement de schistes calcareux, différents des schistes normaux. Elles ne peuvent donc entrer en ligne de compte pour la comparaison des roches métamorphiques aux roches normales, puisque l'équivalent non métamorphique n'est pas connu.

La cornéenne à plagioclase et la cornéenne à tourmaline conservent bien la composition ordinaire des schistes, mais elles diffèrent de ceux-ci sous un autre rapport. La première montre une augmentation de la teneur en soude ; la seconde témoigne d'une arrivée notable de fluor et de bore. Ces substances n'ont pu être apportées que par les émanations du granite.

Notre conclusion sera donc celle de ROSENBUSCH :

« D'après les analyses une modification de la composition chimique du schiste, par exemple par un apport de substances venues du granite, ne peut en aucune manière être admise, si l'on fait abstraction de la présence locale de cornéenne à tourmaline avec teneur en bore. Pour celle-ci, ainsi que pour la cornéenne feldspathique, je tiens pour indéniable une influence matérielle directe du granite lui-même ou des phénomènes fumerolliens liés à son apparition. »

La clairvoyance dont témoigne cette conclusion n'est pas sans étonner, car l'on sait que plus tard ROSENBUSCH a formulé une loi bien plus étroite, et dont l'expression excluait complètement les cas d'apport matériel :

« On peut formuler cette loi que dans le métamorphisme de contact, au voisinage des roches de profondeur, la roche éruptive agit d'une façon purement physique. »

Et encore :

« Tout s'est borné en réalité à une nouvelle répartition des molécules ; la roche éruptive, par les conditions de température et de pression dont elle était le foyer, est la cause et la roche sédimentaire a fourni la matière. » (1)

Les postulats ainsi énoncés donnèrent naissance à une longue discussion scientifique.

Il s'est trouvé en effet qu'un cas de métamorphisme, étudié quelques années plus tard à Saint-Léon (Allier) par AUG. MICHEL-LÉVY (2), montrait le grand développement des phénomènes d'apport.

L'école pétrographique allemande s'en tint à la loi de l'influence physique ; l'école française admit comme possible l'intervention matérielle chimique du magma.

A. LACROIX (3) a concilié les deux manières de voir en expliquant, par l'étude qu'il a faite des granites des Pyrénées, que dans le cas de métamorphisme très intense les sédiments pouvaient être intégralement feldspathisés par apport magmatique, et que le cas de métamorphisme faible, tel qu'il a été décrit par ROSENBUSCH, n'entraînait qu'une modification chimique insensible ou nulle, avec recristallisation de la roche.

L'accord sur tous ces points est actuellement fait parmi les pétrographes. Et nous n'en aurions pas parlé si nous n'avions trouvé là une précision sur le caractère du métamorphisme de contact

---

(1) ROSENBUSCH. *Mikroskopische, Physiographie* 4<sup>e</sup> édition, 1907, p. 103.

(2) AUG. MICHEL-LÉVY. Les schistes micacés de Saint-Léon (Allier). *B. S. G. F.*, 50, IX, 1881, p. 181.

(3) A. LACROIX. Les granites des Pyrénées et leurs phénomènes de contact. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* X, n° 64, 1898 et XI, n° 71, 1900.

réalisé dans les Vosges. Les phénomènes de métamorphisme dus à l'action des granites hercyniens des Vosges sont ceux d'un métamorphisme faible, dans lequel la recristallisation tient la place prépondérante et où l'apport matériel joue un rôle accessoire ou même négligeable.

MÉTAMORPHISME DES GRAUWACKES DU CULM AU CONTACT DU GRANITE PORPHYROÏDE. — Les terrains du Culm offrent une lithologie plus variée que les schistes de Steige; la gamme des roches métamorphiques auxquelles ils ont donné naissance est donc plus étendue. Mais l'étude des zones de contact offre ici un intérêt théorique bien moins grand, car la roche métamorphique ne peut être comparée avec certitude à la roche sédimentaire dont elle dérive. De plus une difficulté presque insurmontable de l'étude provient de l'abondance des apophyses du granite, qui empêche de déterminer exactement la ligne du massif cristallin : on peut se rendre compte de l'abondance et de la puissance de ces apophyses lorsqu'on parcourt la route des crêtes près du Rothenbach.

Il ne peut donc être question de tracer ici des auréoles continues : la limite du granite est indéfinissable, l'irrégularité de composition des roches sédimentaires rend toute comparaison impossible.

Les roches métamorphiques cependant se laissent grouper autour d'un nombre assez restreint de types. Ceux-ci ont été exactement étudiés par WOHLFAHRT [189] à Soultzbach; les échantillons les plus variés et les plus frais au point de vue purement pétrographique en peuvent être récoltés parmi les blocs qui parsèment la vallée du Kolben entre Mittlach et l'Altenweiher.

Les schistes du Culm sont généralement transformés en schistes micacés à biotite.

Plus rares sont les schistes micacés noduleux. A Soultzbach, les nodules sont complètement transformés par altération en sérécite, comme dans l'exemple classique d'Andlau; au Kolben ils sont formés d'une cordiérite d'une fraîcheur parfaite. La cordiérite est donc loin d'être absente comme le prétendait

WOHLFAHRT en s'appuyant sur les anciennes conclusions de ROSENBUSCH relatives aux schistes noduleux(1). Les schistes à cordiérite fraîche sont disposés en lits fins intercalés dans la grauwacke massive ; ils ont parfois conservé une stratification entrecroisée tout à fait nette.

Les cornéennes à andalousite sont absentes. Je n'en ai vu ni au Kolben, ni au Rothenbach, ni à Soultzbach. J'attribue cette absence à la basicité relative des schistes du Culm, qui permet la cristallisation de biotite et d'amphibole, non celle d'andalousite.

Les grauwackes du Culm, qui passent aux schistes lorsque le grain devient plus fin, sont aussi toujours de composition basique. Leur métamorphisme engendre trois roches différentes, suivant la teneur en chaux : les moins riches sont des roches à biotite, puis viennent des roches à amphibole ; les plus calciques sont des roches à diopside.

Les grauwackes à biotite contiennent en abondance un mica noir, très polychroïque, en petites lamelles dispersées en tous sens, et du quartz de néoformation. L'aspect de la roche massive est d'un noir violacé.

Les grauwackes à amphibole sont d'un noir verdâtre ; elles passent sans discontinuité aux précédentes. L'amphibole est une sorte d'actinote en petites aiguilles très fines, s'éteignant à 18° de la direction d'allongement ; elle est d'un vert à peine sensible. Elle abonde surtout, en amas et en rosettes, à l'état d'inclusion dans le quartz de néoformation(2) et dans les filonnets de quartz qui traversent la roche.

Les grauwackes à diopside ne constituent généralement que la masse des résidus ovoïdes de décalcification, que j'ai mentionnés en décrivant les terrains primaires(3). Au Kolben cependant ces grauwackes à diopside prennent un développement plus important

---

(1) Voir page 362.

(2) Voir les planches qui accompagnent le mémoire de LINCK [143].

(3) Page 318.

et forment de larges bancs interstratifiés dans la roche. Ici encore le passage à la grauwacke à amphibole est progressif, et marqué par la prédominance de plus en plus accentuée du second minéral sur le premier. Outre le diopside, la pâte de la grauwacke contient du quartz, du leucoxène et en peu de calcite libre.

Une remarque importante est que jamais il n'y a passage direct de la cornéenne à biotite à la cornéenne à diopside ; entre les deux s'intercale toujours une zone intermédiaire de cornéenne à amphibole, ce qui montre bien que la différence de composition minéralogique tient à la teneur plus ou moins grande en chaux. La chose est particulièrement nette dans les ovoïdes de grauwackes à diopside enfermés dans la grauwacke à biotite : entre les deux la grauwacke à amphibole forme un liseré vert d'environ un centimètre de largeur.

L'analyse des ovoïdes de Soultzbach a donné à WOHLFAHRT les résultats suivants :

A. Grauwacke à amphibole.

B. Ovoïde de grauwacke à pyroxène.

|                                    | A            | B           |
|------------------------------------|--------------|-------------|
| SiO <sup>2</sup>                   | 65,52        | 51,31       |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup>     | 17,67        | 13,12       |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup>     | 8,38         | 8,27        |
| MgO                                | 2,33         | 3,22        |
| CaO                                | 3,21         | 20,11       |
| Na <sup>2</sup> O                  | 1,75         | 0,56        |
| K <sup>2</sup> O                   | 0,34         | 0,15        |
| H <sup>2</sup> O + CO <sup>2</sup> | 1,43         | 3,07        |
|                                    | <hr/> 100,63 | <hr/> 99,81 |

J'ai cherché avec soin à découvrir dans le massif des Ballons des leptynolites ou schistes métamorphiques feldspathisés, mais je n'ai jamais trouvé de leptynolites vraies comparables à celles de Saint-Léon ou des Pyrénées.

Cependant l'observation attentive des grauwackes métamorphiques fait voir qu'une certaine néoformation de feldspaths s'est effectuée sous des formes diverses.



Dans un premier mode de formation les anciens plagioclases détritiques prennent des contours spongieux ou crénelés, rappelant ceux des feldspaths des gneiss œillés (1), qui indiquent que les cristaux ont été nourris dans une phase secondaire. L'accroissement ne peut guère être attribué à un apport par le granite ; un réajustement moléculaire de la pâte semble seul en cause. Cet accroissement des feldspaths semble être particulièrement développé dans la région de Ranspach, d'Oderen et du Drumont ; mais un examen scrupuleux le fait reconnaître partout, plus ou moins développé.

Un autre mode d'individualisation des feldspaths se remarque dans les minces filonnets de quartz, contenant à l'état d'enclaves les aiguilles d'actinote dont il a été question à propos des grauwackes à amphibole. Çà et là on remarque la présence de feldspath alcalin, mais le schiste lui-même en est exempt.

Enfin LINCK [143] a reconnu que les schistes tachetés du Culm du Talhorn n'offrent pas des taches foncées sur un fond transparent, comme les schistes noduleux classiques, mais des taches claires sur un fond resté charbonneux. La présence des nodules clairs est due, d'après LINCK, au développement de cristallites de plagioclase. Il n'y a là qu'un début de vraie feldspathisation.

Seules certaines enclaves schisteuses exogènes du granite, à Mittlach par exemple, peuvent être considérées comme des leptynolites véritables, caractérisées par une franche néoformation de gros cristaux d'orthose.

**ACTION DES GRANITES HERCINIENS SUR LES GNEISS.** — Les granites et les gneiss des Vosges n'ont entre eux aucun rapport d'origine puisque les granites sont hercyniens et les gneiss anté-dévonien. Il n'en était pas moins intéressant de rechercher l'influence que pouvait avoir exercé le granite sur la composition et la structure du gneiss qu'il traverse.

---

(1) Page 164.



Un grand nombre d'observations permet de le dire d'une façon décisive : les granites hercyniens coupent les gneiss sans leur faire subir aucune modification.

Qu'il n'y ait pas de modification de structure, on peut s'en rendre compte partout où ces formations sont en présence. En quelques points privilégiés on voit le contact lui-même, par exemple près du Schantzels sur le chemin de Lièpvre. La limite du gneiss et du granite est d'une netteté parfaite ; et la roche massive coupe la roche cristallophyllienne sans la modifier en rien, comme le ferait un filon.

Au point de vue de l'influence chimique du magma sur les gneiss, un témoignage est celui des enclaves de gneiss de la région d'Orbey (1). Certaines de ces enclaves consistent en gneiss à plagioclase basique, à amphibole ou à pyroxène : ces enclaves ont conservé leur structure granoblastique parfaite et ne contiennent pas trace d'orthose. L'influence chimique du granite, essentiellement potassique, est donc imperceptible. Le granite coupe les gneiss de la même manière que le Dévonien et le Dinantien : il n'en influence pas la composition chimique.

Concluons que, dans les Vosges, les granites de la fin du Culm ont été des foyers fumeroliens peu intenses. Sauf quelques exceptions locales, ils n'ont modifié par aucun apport chimique la composition des terrains sédimentaires et des gneiss qu'ils ont coupés.

Si l'on accepte l'opinion courante d'après laquelle le métamorphisme croît avec la profondeur, on peut dire que les granites des Vosges représentent la partie supérieure des culots intrusifs, au voisinage du point le plus élevé de leur ascension.

---

(1) Page 110.

## IV. LA TECTONIQUE HERCYNIENNE.

### A. — LES LIGNES STRUCTURALES DIRECTRICES.

EXISTENCE D'UN PLAN D'ENSEMBLE TECTONIQUE. — Dans les pages qui précèdent nous avons indiqué les caractères particuliers de la structure tectonique à propos de chaque formation prise séparément. En groupant ici les remarques ainsi faites, nous obtiendrons une idée plus nette de l'ensemble de la tectonique des Vosges hercyniennes.

On chercherait en vain sur la carte géologique l'alignement de bandes anticlinales et synclinales, dont l'existence révélerait le plan tectonique qui unit entre eux les massifs de terrains primaires et les massifs de terrains cristallins. La direction des plis n'est jamais évidente, et moins encore par suite le style tectonique de la chaîne.

Aussi n'est-il pas étonnant que la tectonique hercynienne des Vosges ait peu attiré jusqu'ici l'attention des géologues.

La première tentative d'explication est due au géologue allemand VON SEIDLITZ [188]; en 1914 il reconnut dans les Vosges la présence de mylonites et remarqua que leurs traînées repéraient dans les masses cristallines un alignement des plis. L'auteur n'a pas complété sa note préliminaire, et ses idées ne furent pas adoptées par les collaborateurs du Service géologique d'Alsace-Lorraine.

En 1920, sans que j'eusse d'ailleurs connaissance du travail de VON SEIDLITZ, l'idée me vint de porter sur une carte des Vosges hercyniennes, avec la répartition des différents terrains, la

direction de la stratification et les alignements de mylonites[197]. L'accord de tous ces éléments m'apparut aussitôt : les directions de plissement des terrains primaires se raccordaient parfaitement à celles des gneiss, de même aussi qu'aux traînées de mylonites des massifs granitiques. L'ensemble mettait ainsi en évidence un système de lignes structurales directrices.

LES LIGNES STRUCTURALES DANS LES TERRAINS STRATIFIÉS. — La figure 13 représente la direction des strates partout où celle-ci est reconnaissable : elle suffit à laisser paraître immédiatement l'accord général des directions de stratification.

Le massif de la Bruche est principalement affecté par la direction SW-NE.

La bande schisteuse de Steige et de Villé tend vers la direction E-W.

Plus au sud, les gneiss de Sainte-Marie et d'Urbeis s'alignent comme les schistes de Villé vers leur extrémité orientale ; mais ils ne tardent pas à s'infléchir vers le sud dans leur partie occidentale pour gagner respectivement Gérardmer et le Bonhomme. Leur direction devient ainsi celle qui prévaut dans toutes les Vosges centrales : la direction SSW-NNE.

Le massif des Ballons montre une orientation toute différente. Le faisceau synclinal viséen, dont la direction représente à peu près celle des plis, décrit un arc dont la concavité est tournée vers le nord : entre Luxeuil et Giromagny l'allure est armoricaine ; entre Giromagny et Thann elle est varisque. Une déviation locale est en outre produite dans la haute vallée de la Thur par un fort anticlinal transversal.

Malgré leur variété ces directions ne sont pas en désaccord : les courbes qui les figurent s'emboîtent sans difficulté les unes dans les autres. La figure 13 montre, sans exiger d'autre commentaire, que la direction générale des plis a la forme d'un S allongé : les boucles en sont formées respectivement par les plis du massif de la Bruche et par ceux du massif des Ballons, la partie médiane par les massifs de gneiss.



FIG. 13. — DIRECTION DES COUCHES DANS LES FORMATIONS STRATIFIÉES  
DES VOSGES.

Quant aux grandes lignes de dislocation, celle de la haute vallée de la Thur, celle de Lalaye et Lubine et celle de Lièpvre et La Bresse, elles se moulent exactement sur la direction de stratification des terrains primaires et cristallins qu'elles affectent : de

ce fait leur tracé ne peut qu'obéir fidèlement au même plan structural.

De cette allure en S pourtant évidente, certains géologues ont nié la réalité (1). Il n'entre cependant dans notre schéma aucun élément hypothétique, il n'est le résultat d'aucune interprétation personnelle. Si on peut discuter sur la cause de la disposition qu'il représente, la réalité de cette disposition ne peut être mise en doute.

LES LIGNES STRUCTURALES DANS LES MASSIFS GRANITQUES. — Nous n'avons fait état dans ce qui précède que de la répartition des terrains stratifiés ; il nous reste maintenant à voir le rôle des massifs granitiques, à examiner s'ils forment des culots répartis au hasard ou si, au contraire, ils participent eux aussi à la structure générale qui vient d'être exposée.

Le granite des Vosges est approximativement d'âge viséen : d'une part il métamorphise les sédiments tournaisiens, d'autre part il est recouvert en transgression par le Houiller inférieur. Mais l'intrusion du granite a-t-elle eu lieu avant, pendant ou après le Viséen ? En l'absence de tout contact entre les terrains viséens et la roche massive, il est impossible de serrer la question de si près.

Il est du moins plus facile de fixer l'âge du granite par rapport aux plissements hercyniens : on peut en effet distinguer des plissements antégranitiques et des plissements postgranitiques.

L'existence d'une phase orogénique antérieure à la mise en place du granite est démontrée par le fait que la surface de chevauchement du Culm de la haute vallée de la Thur est coupée par la roche massive et que les mylonites sont métamorphisées au contact de cette dernière.

Mais il ne peut être mis en doute que le granite soit plissé lui-même. Il suffira de rappeler que le grand massif granitique des Vosges centrales est mylonitisé de la manière la plus caractéristique le long de la dislocation de Lièpvre et La Bresse.

Voyons si un rapport existe entre la tectonique du granite, qui n'a d'ailleurs pu subir les effets que de la seule phase postgra-

---

(1) Voir page 388.

nitique, et la tectonique des terrains stratifiés affectés par cette phase en même temps que par la phase antégranitique.

Si l'on s'en tenait aux observations fragmentées que permettent seuls les affleurements, on arriverait à la conclusion que le granite coupe les terrains primaires et cristallophylliens d'une manière absolument quelconque et que la tectonique de l'un et celle des autres n'ont aucun rapport.

Mais si l'on ne s'arrête pas aux capricieuses sinuosités du détail et que l'on considère sur la carte la répartition d'ensemble des massifs, on remarque avec évidence un indéniable accord.

Le granite du Champ-du-Feu et son prolongement vers Raon-l'Etape s'étend entre le Dévonien et les schistes de Steige; il forme ainsi une traînée dont l'axe est sans contredit parallèle à la direction de stratification de ces terrains, et aussi à la dislocation de Lalaye et Lubine.

On pourrait objecter que c'est là le simple résultat du hasard. Que l'on considère alors la traînée granitique plus méridionale du Haut-de-faute. Ce massif, large seulement de 2 à 5 kilomètres, se développe en longueur sur plus de 30 kilomètres en épousant exactement la courbe que décrit la direction de stratification des gneiss. De plus, sur sa limite sud, il est mylonitisé contre les gneiss de Sainte-Marie; c'est là la ligne de dislocation de Lièpvre et La Bresse qui, comme les strates du gneiss, s'infléchit dans sa partie orientale pour participer à la boucle supérieure de l'S structural.

Il en est de même des autres massifs granitiques. Dans la région de Ribeauvillé, il est frappant de voir combien les bandes de granite sont liées à la stratification des gneiss. Dans le sud des Vosges les massifs granitiques du Ballon d'Alsace et du Ballon de Guebwiller convergent pour former un arc à concavité tournée vers le nord, un arc qui se moule parfaitement sur la boucle inférieure de l'S dessinée par les strates des terrains sédimentaires du massif des Ballons.

Force est donc de constater qu'en dépit de l'indépendance évidente du granite à l'égard de l'âge et de la direction des terrains encaissants, les massifs intrusifs ne sont pas indifférents au plan



structural de ces terrains mais lui obéissent dans une certaine mesure. S'il y a là apparence de contradiction, celle-ci peut s'expliquer par les modalités de la mise en place du granite.

Etant donné les conditions de cette mise en place, le granite constitue indubitablement le soubassement des formations stratifiées, restées hors de son atteinte : on doit donc s'attendre à voir les affleurements du granite constituer l'axe des zones anticlinales dont la répartition obéit au plan structural qui régit les terrains stratifiés. Mais c'est là une loi dont un certain nombre de causes peuvent suspendre l'application. Le magma ne s'est pas élevé partout jusqu'au même niveau des terrains stratifiés ; de plus ceux-ci avaient déjà été plissés une première fois au moment de l'intrusion ; ainsi s'explique qu'en certains points le granite ait atteint le Carbonifère, qu'ailleurs il n'ait pas dépassé les gneiss ; et qu'il ne prenne pas ici et là la même part à la distinction des anticlinaux et des synclinaux.

Résumons en disant que le granite recoupe sans règle les formations de tout âge, mais que l'alignement des massifs granitiques se fait pourtant à peu près suivant la direction des plis : c'est que ces massifs représentent en général les parties anticlinales du plissement auquel ils ont participé, le plissement postgranitique.

Ce point établi, examinons successivement la tectonique des différentes parties des Vosges, dont chacune se trouve caractérisée par l'existence d'une grande dislocation : Vosges septentrionales et chevauchement de Lalaye et Lubine, Vosges moyennes et dislocation de Lièpvre et La Bresse, Vosges méridionales et chevauchement de la haute vallée de la Thur.

#### B. — LA TECTONIQUE DES DIFFÉRENTES PARTIES DES VOSGES.

LA TECTONIQUE DES VOSGES AU NORD DU VAL DE VILLÉ. — Le principal accident tectonique de cette partie des Vosges est le chevauchement des gneiss d'Urbeis sur les micaschistes de Lubine et les schistes de Villé (1) ; les effets s'en font sentir dans les Vosges hercyniennes septentrionales tout entières.

(1) Voir pages 199 et suivantes, et fig. 5 et 6.



Dans l'ordre normal de superposition les gneiss constituent la base des terrains cristallophylliens et les schistes sériciteux le sommet ; dans la région de Lubine cet ordre n'existe pas, les gneiss sont renversés sur les micaschistes et ceux-ci sur les schistes. De plus, tout le long du contact des gneiss et des micaschistes se remarque une mylonitisation intense qui en démontre le caractère de contact anormal. Enfin la bande des micaschistes, sillonnée elle-même d'un grand nombre de miroirs de faille, est à son tour poussée sur les schistes de Villé le long d'une importante surface de friction.

Tout cela donne le droit de conclure que les micaschistes de Lubine forment une écaille tectonique, laminée entre la masse chevauchante des gneiss et le soubassement schisteux. L'ampleur des phénomènes suggère même l'hypothèse d'un charriage de grande envergure.

La tectonique de la région qui s'étend au nord de la ligne de contact anormal fournit d'autres arguments en faveur de cette explication.

Au nord de la première écaille laminée de micaschistes existent les schistes de Villé. Ils sont réduits à une étroite bande de terrain, sillonnée d'une infinité de surfaces de friction parallèles à la schistosité ; plus loin les micaschistes réapparaissent, en deux écailles successives qui sont séparées au nord-est du Climont mais qui se soudent aux environs de Lubine.

Le pendage des micaschistes est toujours dirigé vers le sud, ce qui établit qu'ils sont renversés sur la grande masse des schistes de Villé située au-delà vers le nord ; un grand nombre de miroirs de faille indiquent que les strates ont glissé les unes contre les autres à la manière de feuillets.

Avec l'éloignement de la dislocation marquant la base du chevauchement des gneiss, les traces de laminage s'atténuent d'ailleurs et disparaissent : les mylonites se rencontrent abondamment dans la première écaille de micaschistes, parfois encore dans la seconde, jamais dans la troisième.

Que se passe-t-il au-delà vers le nord ?

Il ne faut pas songer à faire d'observations relatives à la tectonique dans les masses uniformes des schistes de Villé et des schistes de Steige. Seul le contact des deux bandes schisteuses peut à ce point de vue retenir notre attention.

Les schistes de Villé sont légèrement métamorphiques ; les schistes de Steige ne le sont pas. Pourtant entre eux le contact se fait sans transition tout comme entre les schistes de Villé et les micaschistes. D'autre part, au nord-est du Climont apparaissent des alternances des deux formations qui rappellent le régime en écaillés. Enfin à Steige, se trouve au contact des deux étages schisteux un pointement d'une roche dure à aspect d'arkose, qui n'est autre chose qu'une mylonite de roche granitoïde.

Ces faits joints au déversement constant des couches les plus anciennes sur les plus récentes démontrent que le même régime tectonique se poursuit sans interruption depuis les gneiss d'Urbeis jusqu'aux schistes de Steige inclusivement. L'allure isoclinale et le renversement des assises du Dévonien de la vallée de la Bruche laissent même supposer que ce régime fait sentir son influence dans toutes les Vosges hercyniennes septentrionales.

L'importance du charriage des gneiss d'Urbeis sur les schistes de Villé se manifeste aussi au simple aspect de la carte géologique.

La ligne de chevauchement de Lalaye et Lubine sépare sur la carte deux régions géologiques toutes différentes : au nord ce sont les terrains primaires du massif de la Bruche avec les granites du Champ-du-Feu ; au sud, les vastes étendues cristallines des Vosges centrales : les Vosges centrales apparaissent ainsi comme ayant été tout entières refoulées sur les Vosges septentrionales.

Entre les larges affleurements du gneiss d'une part, des schistes de l'autre part, les micaschistes sont maintenant réduits à de minces écaillés, alors qu'à l'origine leur importance a dû être comparable à celle des uns et des autres. Dans le charriage des gneiss d'Urbeis sur les schistes de Villé toute la série des micaschistes a été écrasée, et les seuls témoins en sont les écaillés de Lubine.

De nombreux indices donnent à croire que le massif cristallin des Vosges moyennes a joué le rôle d'un traîneau écraseur, et qu'il a passé sur les massifs du Champ-du-Feu et de la Bruche en y provoquant le renversement des couches et la structure en écaillés (fig. 14). De ce vaste ensemble de terrains charriés les uns sur les autres l'érosion n'a laissé subsister que les racines du charriage.

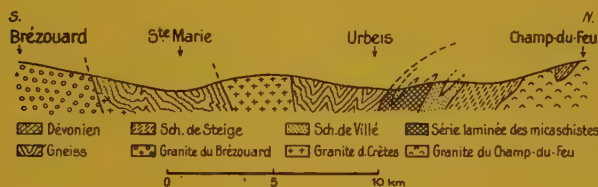


FIG. 14. — TECTONIQUE DES VOSGES MOYENNES. COUPE DU BRÉZOUARD AU CHAMP-DU-FEU.

Cette tectonique de nappes appartient-elle à la phase orogénique antégranitique ou à la phase postgranitique? Une réponse décisive serait donnée par l'heureux hasard qui ferait observer le contact d'une apophyse granitique et de la surface de chevauchement; jusque là tout est conjecture.

J'étais primitivement tenté de voir dans le charriage de Lalaye et Lubine un accident postgranitique semblable à la dislocation de Lièpvre et La Bresse qui, non loin au sud, sépare le granite du Haut-de-faute du gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. La carte montre en effet que les deux lignes tectoniques sont parallèles dans leur partie orientale et qu'elles forment avec symétrie la limite de deux massifs cristallophylliens. On pouvait, semblait-il, les considérer comme deux éléments successifs d'un même système de plis.

Depuis lors des études plus détaillées m'ont montré que la seconde ligne de chevauchement est d'un style tout différent de celui de la première: elles n'ont aucun rapport. Au contraire j'ai reconnu dans le massif des Ballons l'existence d'une véritable

surface de charriage, celle-ci d'âge antégranitique. Ces deux raisons m'engagent à croire les phénomènes de charriage plus anciens aussi que le granite dans le val de Villé.

LA TECTONIQUE DES VOSGES CENTRALES. — Ce qui caractérise les Vosges centrales est la présence de massifs de gneiss et l'absence complète des terrains primaires ; on se trouve en face de la partie la plus profonde du socle hercynien et par conséquent d'une zone anticlinale.

Pourtant le granite, qui dans le socle hercynien forme le soubassement général, n'est pas plus largement développé ici, dans la région des gneiss, qu'il l'est au nord ou au sud dans les régions des terrains primaires ; le métamorphisme de contact n'est aussi pas plus intense. Il faut donc écarter l'idée d'un plissement auquel le granite aurait participé, d'une zone anticlinale postgranitique : sinon il faudrait expliquer pourquoi dans les massifs de la Bruche et des Ballons le magma granitique aurait pu s'élever jusqu'à la série dévono-dinantienne, tandis que dans les Vosges centrales il aurait ménagé les gneiss.

Cette zone anticlinale ne peut être qu'antégranitique. Il devait exister dans les Vosges centrales, avant l'intrusion des magmas et les mouvements qui lui ont fait suite, une zone où les terrains cristallophylliens se trouvaient soulevés au niveau atteint, au nord et au sud, par les terrains primaires ; cette zone traversait les Vosges en écharpe, depuis le point où affleurent aujourd'hui les gneiss de Remiremont jusqu'à l'emplacement des gneiss de Sainte-Marie. L'existence de ce bombement a fait que le granite est ici monté jusque à un niveau stratigraphique moins élevé que dans les régions situées au nord et au sud ; il a laissé subsister dans les Vosges centrales une grande partie du terrain cristallophyllien.

Plus tard le gneiss a été repris dans un nouveau plissement, le plissement postgranitique, et s'est trouvé morcelé entre les massifs de Remiremont, d'Urbeis et de Sainte-Marie.

La trace de la liaison originelle des trois massifs de gneiss est dans leur composition pétrographique identique, et aussi dans des correspondances remarquables qui s'observent non dans

chaque massif suivant leur actuelle direction d'allongement, mais de massif à autre suivant une direction transversale à la première et dirigée ENE-WSW : direction qui est précisément celle de l'antiformal antégranitique supposé.

Par exemple les calcaires cristallins ne se rencontrent pas sur toute la longueur des massifs de gneiss, mais dans deux zones qui se font face d'une part entre le Chippal et Gemaingoutte, d'autre part entre la Petite-Lièpvre et Saint Philippe. De même les gneiss granitiques des Trois-Épis ont leur équivalent exact au nord de Gérardmer ; les gneiss plagioclasiques à biotite du nord du massif d'Urbeis, dans ceux du nord du massif de Sainte Marie.

Actuellement les effets de la phase orogénique antégranitique sont masqués dans les Vosges centrales par ceux de la phase postgranitique.

Ceux-ci se manifestent par deux sortes de traits : la juxtaposition de bandes alternées de granite et de gneiss ; l'existence de surfaces de dislocation le long desquelles gneiss et granite ont été tous deux mylonitisés.

La principale de ces surfaces de dislocation est celle qui s'aligne de Lièpvre à la Bresse et le long de laquelle les gneiss de Sainte-Marie s'enfoncent sous le granite du Haut-de-faute (1).

La direction et le pendage de cette surface méritent de retenir un instant l'attention.

La direction est à la fois, et avec fidélité parfaite, celle du contact par intrusion du granite du Haut-de-faute et des gneiss d'Urbeis et celle de la stratification des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. Cette direction est orientée ENE-WSW entre la vallée de Rombach-le-Franc et celle du Grand-Rombach au nord de Sainte-Croix, puis NNE-SSW de ce dernier point à la Bresse.

Le pendage est subvertical et dirigé vers le nord comme celui des gneiss de Sainte-Marie.

Il est difficile de définir la nature tectonique de cet accident.

---

(1) Page 53.



L'hypothèse d'un charriage n'est guère adéquate, car elle n'expliquerait aucune des particularités géologiques de la région : des deux côtés de la dislocation ce sont exactement le même gneiss et le même granite ; le pendage de l'accident est dirigé vers le nord et vers l'ouest, c'est-à-dire qu'il est exactement opposé à celui de la surface de charriage de Lubine, et il serait difficile d'en attribuer l'origine aux mêmes mouvements tangentiels.

L'hypothèse d'une simple faille est à repousser d'autre part, car un accident de cette nature ne suivrait pas avec tant de fidélité la direction et le pendage des gneiss.

Voici l'explication qui me semble plausible. La zone d'affleurement du granite du Haut-de-faute, située au sud et à l'est des gneiss d'Urbeis, est une zone anticlinale qui doit son origine à un fort bombement postgranitique ; la partie orientale et méridionale de cette voûte se serait effondrée suivant la ligne de dislocation de Lièpvre et la Bresse, ce qui a ramené les gneiss de la partie effondrée au niveau du granite resté en place.

Il est à supposer que la rupture se serait faite dans la partie du bombement où l'axe se trouvait être parallèle aux plis antégranitiques, c'est-à-dire dans la partie comprise entre Lièpvre et Sainte-Croix : c'est là en effet que le massif de gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines présente sa plus grande largeur, c'est là aussi que la mylonitisation est la plus intense. Au contraire dans la partie de la dislocation orientée transversalement à ces anciens plis, c'est-à-dire de Sainte-Marie à la Bresse, l'ampleur de l'effondrement va décroissant d'une manière progressive vers le sud. Dans cette direction la bande des gneiss de Sainte-Marie s'effile, elle disparaît et plus loin la fracture elle-même cesse d'être aperçue.

L'ampleur inégale de cet effondrement est ce qui a dû provoquer les effets de torsion et de cisaillement qu'on constate dans tout le domaine situé à l'ouest de la dislocation. C'est à des manifestations de ce genre que l'on peut attribuer la gerbe de fractures qui s'échappe de la région du Bonhomme. De là surgissent, se dirigeant vers Ribeauvillé, des écailles laminées de granite et de gneiss, séparées les unes des autres par des trainées mylonitiques.

Les lois habituelles de la tectonique paraissent impuissantes à rendre compte de la position réciproque de tous ces terrains cristallins, sans relation stratigraphique définie, et affectés par des plis d'âge différent, post-granitiques, anté-granitiques, parfois même anté-dévonien. Au milieu des écailles redressées, la masse fusiforme du granite du Brézouard semble avoir été une bille résistante, prise dans le jeu de l'ensemble et à côté de laquelle la lame plus mince du granite du Bilstein a été complètement laminée. Les deux granites appartiennent d'ailleurs peut-être, comme les gneiss, à la série cristalline anté-dévonienne. Quant au granite des Verreries, qui est post-dinantien comme tous les autres granites des Vosges, sa texture fluidale indique que les forces orogéniques ont agi sur lui tandis qu'il était un magma encore pâteux.

Au delà de Ribeauvillé vers le sud, il n'existe pas dans les Vosges centrales cristallines d'autre grande dislocation hercynienne.

Les Vosges cristallines centrales offrent donc en résumé des bombements et des dislocations en majorité post-granitiques. Ces accidents, d'ailleurs mal connus, semblent ne pouvoir être regardés ni comme des surfaces de charriage ni comme des failles ; ce sont plutôt des décollements et des glissements de masses cristallines effectués suivant des surfaces de stratification du terrain cristallophyllien. Mais la structure détaillée de cette région reste tout entière à reconnaître.

LA TECTONIQUE DES VOSGES MÉRIDIONALES. — Dans les Vosges méridionales réapparaissent les terrains primaires, dont la tectonique est plus aisément interprétée que celle des terrains cristallins.

Mais, ici comme dans les Vosges septentrionales, l'état d'avancement des connaissances stratigraphiques n'est pas suffisant pour qu'on puisse aborder la tectonique de détail ; seuls ont été mis en évidence jusqu'ici les traits fondamentaux de la structure.

L'un de ceux-ci est la présence d'un vaste faisceau synclinal de terrains viséens qui peut être suivi depuis la région de Luxeuil



jusqu'à celle de Thann et de Guebwiller (1), en décrivant la boucle inférieure de l'S structural dont il a été parlé. Que la bande de terrain viséen réponde à une zone synclinale, cela résulte de sa position entre deux massifs formés d'un culm d'âge plus ancien ; mais les détails de la structure sont trop compliqués, et le pendage des strates trop irrégulier, pour qu'on y puisse fonder des conclusions.

Un autre trait de la tectonique des Vosges méridionales est l'existence d'une importante surface de charriage (2).

Nous avons pu reconnaître en effet dans la haute vallée de la Thur la superposition de deux séries stratigraphiques du Culm ; l'une joue le rôle de nappe, tandis que l'autre doit être considérée comme autochtone. La nappe occupe la région comprise entre le Rothenbach, le Ballon de Guebwiller et Soultzbach ; la masse autochtone constitue le reste du massif primaire des Ballons.

La trace de la surface de charriage n'est pas observée d'une manière continue sur le terrain, comme pour celle de Lubine ; son existence est le plus souvent voilée par l'obscurité qui plane sur la stratigraphie du Culm, obscurité que ne vient pas éclairer l'identification des mylonites toujours difficile dans les formations de cette nature. Mais cette trace du chevauchement a pu être cependant jalonnée assez exactement, grâce à la présence de klippes ou lambeaux de poussée de nature cristalline intercalés entre les deux nappes.

Les klippes sont constituées par des roches inconnues ailleurs dans les Vosges : des roches vertes, des gneiss et des conglomérats de types particuliers. Leur présence en pleine série carbonifère ne peut être expliquée que si elles représentent les restes d'une unité tectonique indépendante, réduite à des lambeaux de poussée par éirement entre la nappe et son soubassement.

Le tracé sur la carte de la ligne de dislocation est très sinueux : la ligne d'abord longe approximativement la limite du granite et

---

(1) Page 278.

(2) Voir pages 309 et suivantes, et fig. 9; et pages 317 et suivantes.

du Culm, en passant par la klippe du Drumont ; puis elle est affectée, dans la région d'Oderen, d'une série de brusques replis dont témoigne la configuration des klippes du Talhorn et du Dengelberg ; rejetée vers le nord en ce dernier point, elle se dirige vers Kruth où elle est renvoyée par un angle aigu vers le sud-est, en passant par les klippes de Treh et d'Arutsch.

Lorsqu'on observe le pendage des strates du Culm comprises à l'intérieur de l'angle aigu dessiné par la surface de chevauchement près de Kruth, on se convainc aisément qu'elles sont disposées en anticlinal, qui s'ennoie dans la direction du sommet de l'angle. Le fait montre qu'elles appartiennent à une série tectonique inférieure, que nous appelons autochtone; série qui passe sous les klippes et sous la série du Ballon de Guebwiller, celle-ci devant par suite être considérée comme une nappe.

Nous ne connaissons pas l'extension de cette nappe au dehors des terrains primaires du massif des Ballons. La ligne de dislocation qui est d'âge antégranitique, est en effet coupée par les massifs cristallins aussi bien à son extrémité orientale, aux rochers d'Arutsch, qu'à son extrémité occidentale, au Drumont ; en ces deux points extrêmes les mylonites des klippes se trouvent englobées dans la zone du métamorphisme de contact. Il n'y a guère à espérer qu'on puisse jamais suivre dans le reste des Vosges les éléments tectoniques reconnus dans la haute vallée de la Thur.

Une importante question resterait encore à poser, celle qui concerne les racines de la nappe et des klippes dont nous avons constaté l'existence. Le développement des massifs granitiques a rendu le problème matériellement insoluble ; si cependant l'on se souvient que les roches des klippes sont étrangères aux Vosges, et aussi que les poussées orogéniques viennent en général du sud-est dans notre massif, on peut présumer que les terrains charriés sont originaires d'une région plus méridionale, actuellement cachée et située au delà du synclinal viséen de Thann.

#### DIFFICULTÉ D'UNE SYNTHÈSE TECTONIQUE DES VOSGES. —

Nous avons pu reconnaître dans chacune des trois grandes régions géologiques des Vosges hercyniennes l'existence de dislocations,

dont les principales sont : la surface de chevauchement de Lalaye et Lubine dans le gneiss et les schistes anciens des Vosges septentrionales ; la ligne de fracture de Lièpvre et La Bresse dans les terrains cristallins des Vosges centrales ; la surface de chevauchement de la haute vallée de la Thur dans la partie primaire des Vosges méridionales.

Malheureusement entre ces trois surfaces de dislocation nous ne pouvons saisir aucun rapport direct.

En effet, les traces du charriage de la haute vallée de la Thur qui est anté-granitique et celles du charriage de Lalaye et Lubine, qui l'est probalement aussi, ont été séparées les unes des autres par l'intrusion qui s'est effectuée, entre elles, du massif granitique des Vosges centrales.

Veut-on d'autre part suivre à travers les Vosges entières la tectonique post-granitique, représentée par la dislocation de Lièpvre et la Bresse, on se trouve arrêté dès que l'on pénètre dans les régions formées de terrains primaires où manquent les roches massives.

Constatons aussi que le plissement antégranitique et le plissement post-granitique concourent tous deux à la constitution d'un faisceau de lignes structurales en S dans lequel n'apparaît aucune discordance : ce n'est pas là le moindre obstacle à la distinction des deux systèmes de plissements.

Peut-être pourrons-nous, dans ce plan en S, attribuer à la phase antégranitique des plis dont la direction oscille entre ENE-WSW et ESE-WNW : par exemple le synclinal viséen entre Luxeuil et Thann, et la nappe de charriage de Lalaye et Lubine avec les écaïlles qui lui font suite plus au nord ; entre les deux devait être comprise, avant l'intrusion du granite, la zone cristallophyllienne anticlinale étendue des gneiss de Remiremont aux gneiss de Sainte Marie.

Cette phase anté-granitique est celle de la mise en place des nappes.

D'autre part les plis post-granitiques oscilleraient autour des directions NNE-SSW et E-W : c'est du moins ce que nous montrent

les alternances de bandes de granite et de gneiss des Vosges centrales (avec la dislocation de Lièpvre et la Bresse) et celles de la région du Bonhomme et de Ribeauvillé.

La phase post-granitique ne s'est pas manifestée par des charriages, mais uniquement par de vastes bombements suivis de réajustements des massifs et des écaillés le long de surfaces de glissement.

Cette disposition des lignes directrices des deux plissements explique comment dans certaines régions leurs directions se coupent tandis que dans d'autres elles condordent. Elles coïncident dans l'orientation E-W : Ces régions de coïncidence seraient précisément les zones de plus grande dislocation du plissement post-granitique, partie orientale de la fracture de Lièpvre et La Bresse, écaillés de Ribeauvillé et du Bonhomme.

Trop de lacunes dans nos connaissances s'opposent cependant à ce que nous émettions sur ce point autre chose que des conjectures. Nous nous contentons d'avoir, dans les pages précédentes, essayé de donner au problème de la tectonique des Vosges hercyniennes trois solutions partielles, en considérant séparément les Vosges du nord, les Vosges centrales et les Vosges du sud. De nouvelles études de détail devront être faites avant que puisse être esquissée la synthèse tectonique du massif entier.

#### C. — RÉPONSE A QUELQUES OBJECTIONS.

Les grandes lignes de l'interprétation de la tectonique des Vosges qui viennent d'être rappelées étaient contenues dans la note préliminaire que j'avais publiée en 1921, note qui a provoqué différentes critiques.

Depuis lors, il est vrai, plusieurs des idées que j'avais exposées se sont trouvées modifiées, résultat des connaissances nouvelles acquises au cours de mes recherches ; la simplicité excessive de certains traits a fait place à une complexité plus grande ; une tectonique anté-granitique a dû être distinguée d'une tectonique post-granitique ; la stratigraphie des terrains primaires a été

revue et parfois trouvée différente. Mais le fond même de l'interprétation n'a pas varié : je dois ici dire les raisons qui me font écarter les objections soulevées.

La première de celles-ci résulte d'un simple malentendu : W. WAGNER [198, 211] et E. SCHNAEBELÉ [202] me reprochent de ne parler que du plissement hercynien alors qu'ont existé des phases orogéniques plus anciennes, dévoniennes, anté-dévoniennes et autres encore.

Jamais je n'ai songé à affirmer que le plissement, tel que nous en constatons actuellement les résultats, s'est intégralement fait d'un seul coup ; ce que j'ai appelé plissement hercynien est forcément la somme des plissements qui ont engendré la structure aujourd'hui réalisée dans l'ensemble : plissements dont les plus récents ont englobé dans leur action les massifs déjà plissés lors de phases plus anciennes, les massifs anté-hercyniens. On n'a jamais hésité à dire que les Alpes avaient une tectonique alpine, bien qu'il se soit manifesté dans les Alpes des phases orogéniques successives, et que des massifs anciennement plissés y aient été repris par les plissements alpins.

Les autres critiques portent au contraire sur le fond des choses.

W. WAGNER [198] nie absolument l'existence d'une direction générale de plissement en S allongé. D'après lui le granite ne serait pas plissé, une délimitation plus précise des massifs devra détruire l'apparence de plissement.

L'opinion est erreur à mon avis. Incontestablement le granite est plissé, car la présence dans le granite de lignes mylonitiques parallèles de tous points à la stratification des gneiss ne peut s'expliquer autrement. D'autre part la forme en S du plissement subsiste indépendamment de la distribution des masses granitiques, car elle se trouve encore dessinée sur la carte par la direction des seuls terrains stratifiés : c'est un fait qu'il suffit de constater(1).

E. SCHNAEBELÉ [202] lui aussi pense la forme en S une circonstance fortuite ; à l'en croire j'aurais, pour la mettre en évi-

---

(1) Voir la figure 13 page 373.

dence, confondu les dislocations hercyniennes et les failles tertiaires.

A cette critique je réponds par quelques arguments.

1° La structure en S n'est pas marquée seulement par des dislocations, pas plus qu'elle ne l'est seulement par l'alignement des massifs granitiques. Elle l'est encore, et surtout, par la direction de stratification des gneiss et des terrains primaires. Or cette direction n'a pu être modifiée par les failles tertiaires : la forme en S n'est pas composite, mais proprement hercynienne.

2° La différence qui existe entre les failles tertiaires et les surfaces de dislocation hercyniennes est parfaitement nette et se marque à plusieurs caractères.

La zone de dislocation hercynienne de Lièpvre et la Bresse est coupée à son extrémité est par une faille tertiaire rhénane qui met la dislocation hercynienne en contact avec la couverture permo-triasique : la dislocation ne se poursuit pas dans la couverture. Au contraire la faille oligocène d'Aubure, qui se trouve parallèle à la même dislocation hercynienne et à laquelle SCHNAEBELÉ veut l'assimiler, affecte le Trias du plateau du Tœnchel(1).

La dislocation de Lièpvre et La Bresse forme sur tout son parcours la limite entre le granite et les gneiss. La faille d'Aubure au contraire coupe les bandes de granite et de gneiss, sous des angles variables, sans en affecter aucunement la répartition.

Enfin les zones d'écrasement anciennes sont jalonnées par des roches étirées à structure fluidale, les mylonites. Les failles récentes n'ont fait que fracturer la roche ou la morceler par endroits.

3° Il faut enfin relever l'erreur que commet SCHNAEBELÉ en croyant pouvoir distinguer les failles oligocènes des dislocations carbonifères par leur azimuth. C'est là un principe de la vieille géologie, que les tectoniciens ont justement enseveli dans l'oubli et qu'il n'y a pas lieu d'exhumer.

---

(1) Voir la figure 2, page 66.







## TROISIÈME PARTIE

---

### SÉRIE PERMO-HOUILLÈRE



## CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES.

## LA SÉRIE PERMO HOUILLÈRE ET LE PLISSEMENT HERCYNIEU. —

Dans les Vosges, le Houiller et le Permien reposent en discordance sur les terrains affectés par le plissement hercynien : granite, Culm, Dévonien, hyllades anciens et gneiss. Ils se distinguent cependant des terrains de couverture proprement dits, tels que le Trias, en ce qu'ils ont été plus ou moins affectés par des phases posthumes du plissement hercynien.

A ce titre ils doivent entrer dans cette étude, dont le dernier chapitre conduira ainsi le lecteur jusqu'à la désagrégation de la chaîne hercynienne et à l'enfouissement de son socle sous les strates des terrains secondaires.

Nous savons peu de choses sur l'importance du relief que présentait la partie de la chaîne primaire édifiée sur l'emplacement actuel des Vosges. Il y a tout lieu d'admettre cependant que cette importance était considérable, si l'on en juge pas l'intensité de l'ablation qui a ensuite affecté la chaîne. Celle-ci a subi un premier décapage si rapide que les conglomérats du Westphalien moyen se trouvent déjà reposer sur les terrains cristallins et sur le granite mis à nu.

A partir du Westphalien moyen l'intensité de l'érosion diminue : les dépôts de sédiments, dont la date est précisée par les plantes fossiles qu'ils contiennent, se concentrent dans les dépressions. Les témoins qui en sont conservés permettent de suivre en meilleur détail les phases successives de la pénéplanation. Tandis qu'au temps du Houiller la surface d'érosion reste profondément ravinée, ainsi qu'on le voit à Saint-Hippolyte, au temps du Permien cette surface n'offre plus que de faibles ondulations ; dès l'époque du Trias elle est suffisamment aplanie pour qu'on n'y distingue plus que d'insignifiantes inégalités.

Mais, en même temps que se parachève l'aplanissement, les derniers efforts hereyniens se font sentir. En troublant le développement des cycles sédimentaires, ils en détruisent partiellement les dépôts successifs. Les sédiments du Houiller, et parfois encore ceux du Permien, montrent ainsi les traces de mouvements du sol et de phases d'érosion antérieures au dépôt des Grès bigarrés.

Je me propose, en décrivant dans les pages qui suivent les terrains de la série permo-houillère, d'analyser les mouvements du sol qui ont affecté les Vosges à cette époque et de reconnaître les périodes d'érosion ou de sédimentation qui ont été la conséquence de ces mouvements.

EXTENSION DU HOULLER ET DU PERMIEN DANS LES VOSGES. — Les dépôts du Houiller et du Permien sont localisés dans quelques dépressions qui ne communiquent pas entre elles.

Le bassin de Saint-Dié et Villé est le plus largement développé ; il occupe la partie de la vallée de la Meurthe voisine de Saint-Dié ; et il s'étend vers l'ouest jusqu'à Bruyères, vers l'est jusque dans la vallée de la Bruche et le Val de Villé. La discontinuité que l'on observe entre les dépôts du Val de Villé et ceux de la vallée de la Meurthe ne sont que l'effet de l'érosion récente, ainsi que le montre la continuité des faciès et la présence de quelques témoins conservés entre les deux régions.

Le Houiller, qui est ici le Stéphanien, est représenté par de petits lambeaux isolés, dont les plus importants sont ceux de Villé, de Lalaye et de Lubine. Ces lambeaux sont généralement affectés par un grand nombre de cassures, et le plus souvent pincés entre des failles du soubassement cristallin. Le Permien au contraire est largement développé et atteint plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

D'autres petits lambeaux témoins du Houiller sont également disséminés dans les environs du plateau triasique du Tânel, au sud de la vallée de Sainte-Marie-aux-Mines ; ceux-ci appartiennent au Westphalien. Ici le Permien manque ou n'est représenté que par quelques bancs. Par analogie avec le bassin de Saint-Dié et Villé, je grouperai ces petits lambeaux sous le nom

de bassin de Saint-Hippolyte. Il contient les gisements autrefois productifs de Roderen, de Saint-Hippolyte et du Hury, et aussi un grand nombre de lambeaux uniquement formés de conglomérats dont le plus occidental est celui du Bonhomme dans la haute vallée de la Béchine.

Au sud du Tænnel le Permien n'est plus connu qu'aux Trois-Épis : à l'état de minces et irrégulières intercalations à la base du Trias. Il ne reprend de l'importance que dans les Vosges méridionales.

Le Permien et le Houiller ne se trouvent en effet réunis de nouveau que dans l'important bassin de Belfort et Ronchamp ; celui-ci se prolonge, vers l'est, jusque dans certains compartiments faillés de la zone sous-vosgienne où affleure le Permien, à Lauw et à Guebwiller.

Le développement du Houiller est beaucoup plus grand à Ronchamp que dans les Vosges hercyniennes du nord ; le charbon y est encore activement exploité, tandis que les petits gisements de Lubine, du Val-de-Villé, de Roderen et de Saint-Hippolyte sont épuisés depuis plus d'un siècle.

Nous ne nous occuperons ici que des bassins permo-houillers situés en Alsace, c'est-à-dire le bassin de Villé et le bassin de Saint-Hippolyte. Le Permien ne sera d'ailleurs étudié qu'autant qu'il est intéressé par les dernières phases du plissement hercynien.

---

## 1. WESTPHALIEN.

---

### A. — DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.

HOULLER DE RODEREN ET DE SAINT-HIPPOLYTE. — Le Houiller forme, sur les hauteurs granitiques qui dominent Roderen et Saint-Hippolyte, deux lambeaux plaqués sur le granite et plus ou moins faillés. Ces lambeaux sont constitués par des conglomérats, des arkoses et des schistes, dont la flore a été déterminée en 1879 par BOULAY [105] et revue en 1907 par STERZEL [178]. Tous deux ont conclu que ces couches appartiennent au Westphalien moyen.

Les plantes trouvées sont, d'après STERZEL :

- Sphenopteris trifoliolata* (ARTIS) BRONGN.
- Sphenopteris* typ. *tridactylites* BRONGN.
- Palmatopteris furcata* (BRONGN.) POTONTÉ.
- cf. *Mariopteris latilolia* (BRONGN.) ZEILLER.
- Pecopteris arborescens* (V. SCHLOTH.) BRONGN. (fréquent).
- Pecopteris unita* (BRONGN.).
- Pecopteris plumosa* (ARTIS) em. KIDSTON (fréquent).
- Aphlebia adnascens* (LINDL. et HUTTON) PRESL.
- Pecopteris* cf. *polymorpha* (BRONGN.).
- Sphenophyllum emarginatum* (BRONGN.) BRONGN.
- Sphenophyllum* sp.
- Calamites* cf. *Suckowi* BRONGN.
- cf. *Lepidodendron*
- Knorria*, *Aspidiaria* (*Lepidodendron*).
- Sigillaria* (*Eusigillaria*) *Voltzi* BRONGN., var. *vogesiaca* KOEHNE.
- Sigillaria* (*Eusigillaria*) sp.
- Sigillaria* (*Eusigillaria*) *rugosa* BRONGN.
- Sigillaria* (*Eusigillaria*) *scutellata* BRONGN.
- Sigillaria* (*Eusigillaria*) sp.

*Poacordaites palmaeformis* (GÖPP) STERZEL.

*Cordaites* sp.

*Rhabdocarpus disciformis* (v. STERNB.) WEISS.

*Samaropsis typ. orbicularis* (V. HETTINGSH.) POTONTÉ.

Cette flore offre, presque entièrement réalisé, le caractère de la flore de l'étage de Sarrebruck et plus particulièrement des parties inférieures et moyennes de cet étage : la flore du Sudétien (Westphalien inférieur) n'est au contraire que faiblement représentée.

Les anciens auteurs ont consacré de nombreuses pages à la description de ces gisements, autrefois productifs.

En 1767 les premiers pionniers de la géologie, GUETTARD et LAVOISIER, visitèrent ces mines et en donnèrent une coupe très détaillée. On leur doit des observations intéressantes sur la genèse des grès et des arkoses à partir du granite sousjacent. Quelques années plus tard DE DIETRICH fit une visite d'inspection dans ces exploitations ; il en donna une relation où le géologue trouve des renseignements encore utiles sur des coupes de terrain aujourd'hui disparues.

En 1820 le Houiller fut revu par VOLTZ, alors que les mines étaient déjà épuisées [19]. Plus tard ÉLIE DE BEAUMONT a fait une étude fort complète du gisement [34]. En 1866 KOEHLIN-SCHLUMBERGER l'étudia à nouveau avec un soin non moins grand [88].

Plus récemment enfin BENECKE et VAN WERVEKE [138] firent mention du Houiller de Saint-Hippolyte dans quelques lignes de leur mémoire sur le Permien des Vosges.

Tant de géologues ont ainsi étudié dans de bonnes conditions le gisement de ces lambeaux de Houiller que, venant après eux et n'étant plus favorisé par l'état des lieux, je ne pourrai pas enrichir leur description d'un grand nombre de remarques nouvelles. Mais il me restera beaucoup à dire sur l'interprétation des faits décrits.

Dans la région de Roderen et de Saint-Hippolyte, le Houiller repose immédiatement sur le granite. Les anciens géologues ont



décrit une coupe, située sur le chemin de Saint-Hippolyte à Lièpvre, où on voyait un granite altéré passer à des arkoses charbonneuses puis à des schistes noirs à plantes.

Actuellement, les relations du Houiller et de son soubassement s'observent bien dans le chemin creux qui monte du village de Roderen vers le Schæntzel. On y voit des conglomérats et des arkoses à stratification entrecroisée reposer sur le granite. La surface de contact est doucement vallonnée; les galets, dont la grosseur moyenne est de 5 à 6 cm., sont faits d'un granite gneissique connu en place sur les hauteurs qui séparent Saint-Hippolyte de la vallée de Sainte-Marie-aux-Mines.

En suivant le chemin vers le Schæntzel, on s'élève dans la succession des couches, mais assez lentement car la pente des strates est à peine inférieure à celle du terrain. Ce sont d'abord, superposés, des lits de conglomérats à éléments de différentes grosseurs; puis des arkoses charbonneuses rappelant celles de Saint-Hippolyte. Plus haut de nombreuses failles font alterner arkoses et conglomérats. Finalement apparaît de nouveau le granite en contact par faille avec le Houiller.

Si l'on poursuit l'ascension au-delà encore de ce point sur le chemin du Schæntzel on ne tarde pas à retrouver, à hauteur du Frauenberg, des arkoses houillères et des schistes à débris végétaux. Certaines arkoses sont charbonneuses, d'autres sont rubéfiées et semblables à celles du Permien. Ces arkoses sont recouvertes en discordance par quelques bancs de Grès bigarré.

La discordance du Grès bigarré et du Houiller et l'absence du Permien sont générales dans la région. BENECKE et VAN WERVEKE avaient déjà signalé le fait à propos du Houiller de Saint-Hippolyte [138].

HOULLER DE THANNENKIRCH. — Sous le village de Thannenkirch existe un large dépôt de conglomérats et d'arkoses houillères, que le chemin creux de la Ferme du Funiwaldi permet d'observer.

D'après KOECHLIN-SCHLUMBERGER et DELBOS, le Houiller est interposé entre le Grès vosgien et le granite, et il se confondrait vers le bas avec ce dernier.

Cependant la révision des limites d'extension des différents terrains conduit à rejeter cette dernière interprétation. Le plateau de Grès bigarré est situé beaucoup plus haut et forme des tables tout à fait horizontales ; au contraire, le Houiller présente un fort pendage et est situé à un niveau plus bas. Tout porte à croire qu'ici comme à Roderen on reconnaîtrait l'existence d'une discordance angulaire entre les deux formations, si l'érosion n'en avait pas séparé les affleurements.

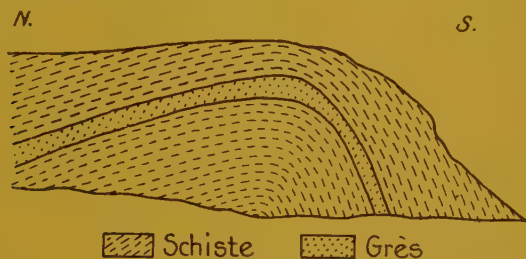


FIG. 15. — PLI ANTICLINAL DANS LE HOUILLER AU SCHAENTZEL.  
CROQUIS SCHÉMATIQUE.

**HOUILLER DU SCHAENTZEL.** — Le Houiller constitue, immédiatement à l'ouest de Saint-Hippolyte, un petit lambeau qui occupe un compartiment effondré entre des failles, près de la maison forestière du Schæntzel au nord-ouest du Haut-Kœnigsbourg.

Le lambeau du Schæntzel n'a pas livré jusqu'ici d'empreintes végétales caractéristiques ; cependant sa position et la similitude lithologique qu'il offre avec celui de Roderen conduisent à le considérer également comme appartenant au Westphalien. Il est borné par des failles, d'une part du côté du Permien, d'autre part, du côté du granite. Les meilleurs affleurements se voient sur le chemin du Hury, à 400 m. de la maison forestière.

Des schistes noirs fissiles y alternent avec des banes de grès durs. Un fait remarquable est la présence, à l'entrée d'une galerie creusée à cet endroit, de couches nettement plissées et constituant une tête d'anticlinal. Le fait est unique dans les Vosges. Le pendage est respectivement de 10° vers le nord et de 50° vers le sud (fig. 15).

Comme le Permien et le Trias sont, dans toute cette même région, parfaitement horizontaux, c'est la démonstration de l'existence de plissements houillers antépermien. La constatation est en désaccord avec tout ce qui a été dit jusqu'ici à ce sujet. J'y reviendrai plus loin, après avoir achevé de passer en revue les autres lambeaux du Houiller.

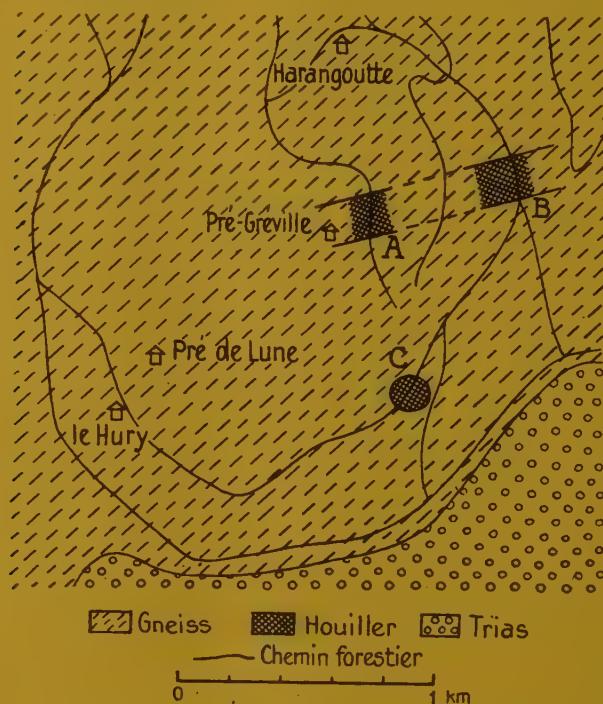


FIG. 16. — LE HOULLER AU HURY. CARTE GÉOLOGIQUE.

HOULLER DU CHEMIN DU SCHAENTZEL A LIÈPVRE. — Un petit lambeau de conglomérats et d'arkoses noirâtres est appliqué sur le granite, et coupé par le chemin forestier de Lièpvre au Schaentzel à la cote 498.

Les conglomérats sont très grossiers et bréchiqnes et passent insensiblement à l'arène granitique sous-jacente. Ce placage de Houiller est situé à flanc du coteau, sans rapport visible avec le Trias qui couronne le sommet.

HOULLER DU HURY. — Les affleurements de terrain houiller du Hury se trouvent au nord du plateau triasique du Tœnchel, au sud de Sainte-Croix-aux-Mines. Il y a là, non pas un seul lambeau de ce terrain ainsi qu'il a été dit et représenté jusqu'ici, mais un ensemble de petits lambeaux pincés entre des failles et occupant des compartiments distincts au milieu des gneiss.

Pour la description détaillée des lieux, je renvoie à la carte (fig. 16) et à la coupe (fig. 17). Il existe un premier lambeau A, à 500 mètres d'altitude, visible sur le chemin qui suit le vallon de la ferme du Pré-Gréville. Un second affleurement B apparaît, non loin de là, à l'altitude de 600 mètres, sur le chemin montant de la ferme de Harangoutte au Ramelstein.

Ces deux lambeaux sont constitués par des conglomérats et ils sont situés dans le prolongement l'un de l'autre. Ceci laisse supposer qu'ils appartiennent à une même bande effondrée, continue dans la forêt sous les éboulis qui les séparent.

Ces conglomérats, surtout ceux du Pré-Gréville, sont faits d'éléments extrêmement grossiers : ils sont constitués par un amoncellement de blocs et de galets de toutes dimensions. Les plus gros blocs sont des morceaux de bancs de gneiss à peine roulés. Il y a aussi du quartz filonien dont les arêtes sont restées vives, et des morceaux d'un porphyre quartzifère rouge très caractéristique, qui peut être observé en place à quelques centaines de mètres de là.

La pâte qui entoure les blocs et les galets est constituée, en grande partie, de petits morceaux de schistes sériciteux qui sont certainement des schistes de Villé.

Ces conglomérats présentent tous les caractères d'une formation torrentielle très grossière. Les cours d'eau qui charriaient ces matériaux devaient couler du nord vers le sud, puisqu'ils

transportaient les débris provenant de la désagrégation du massif schisteux de Villé ; mais la grande quantité de matériaux non roulés et originaires de l'endroit même où ils se trouvent actuellement à l'état remanié, évoque également l'idée de formations d'éboulis ou d'alluvions de torrents très courts.

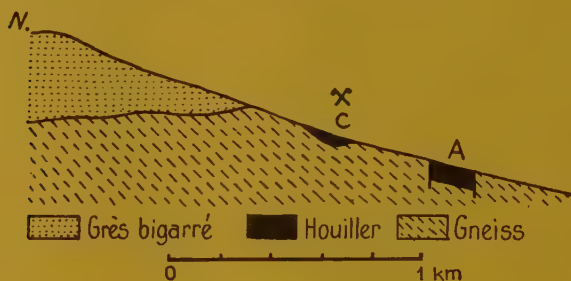


FIG. 17. — LE HOUILLER AU HURY. COUPE GÉOLOGIQUE.

Remarquons d'ailleurs que nous ne connaissons nullement les limites primitives de ces dépôts. Celles qui sont aujourd'hui les leurs sont uniquement des failles, qui les mettent en contact avec des terrains d'un autre âge. La puissance des conglomérats ne correspondrait d'ailleurs pas à l'exiguïté actuelle des lambeaux.

Un troisième affleurement, C de la carte, était autrefois productif ; c'est le seul dont aient parlé les auteurs. Il se trouve à l'altitude de 640 m. environ dans le haut du vallon du Pré-Gréville.

L'âge du Houiller du Hury est mal connu. Les schistes grossiers qui le constituent n'ont livré qu'un très petit nombre d'empreintes tout à fait insuffisantes pour définir un niveau stratigraphique. BOULAY [105] a donné de ces empreintes la liste suivante :

- Calamites Suckowii* BRONGN.
- Calamites Cisti* BRONGN.
- Annularia longitolia* BRONGN.
- Pecopteris dentata* BRONGN.
- Cordaïtes*.

*Artisia angularis* DAWs.

*Calamodendron*.

*Stigmaria ficoides* BRONGN.

Cette flore a, d'après BOULAY, des affinités à la fois stéphanienues et westphalienne ; elle répondrait plus spécialement à l'étage de Rive-de-Giers.

Il est maintenant difficile de se représenter les conditions de gisement du petit lambeau C. L'affleurement en est tout entier couvert par la forêt et par les anciens terris de l'exploitation. De plus les éboulis du Grès bigarré, descendus du plateau du Tœnchel, occupent en amont le flanc de la montagne.

On ne peut donc décider si les schistes et les grès houillers de ce lambeau sont encastrés dans le soubassement cristallin ou s'ils sont appliqués sur lui. Si la première hypothèse peut être considérée comme la plus probable, ce n'est que par analogie avec les lambeaux A et B, qui sont certainement effondrés entre des cassures.

Une chose est du moins certaine : ce lambeau, comme les précédents, n'est pas placé à la limite du Grès bigarré et du soubassement cristallin, ainsi qu'on l'avait toujours dit. La base du Grès bigarré se trouve en effet à l'altitude de 720 à 740 m., le lambeau houiller C est à une centaine de mètres plus bas, les lambeaux A et B à 200 m. On ne saurait conserver le moindre doute lorsqu'on relève la coupe du terrain le long du chemin qui monte de la ferme de Harangoutte vers les Trois Tables.

Le lambeau productif C repose en partie sur le gneiss et en partie sur un porphyre rouge à structure parfois sphérolitique et parfois fluidale, rappelant les rhyolites des formations permienues. De pareils porphyres sont connus en de nombreux endroits des Vosges (1). Leur plus grand développement se trouve à l'est de Hohwald. Mais on les connaît aussi près de Sainte-Marie-aux-Mines au Robinot, près de Munster au Sattel. Ces filons et ces petits massifs avaient été parfois considérés comme les cheminées

---

(1) Voir page 348.



de volcans permien : le gisement du Hury montre qu'il n'en est rien, puisque le Houiller repose sur ce porphyre et qu'il en contient des débris remaniés à l'état de galets.

**HOULLIER DU BONHOMME ET D'ÉCHERY.** — Ces deux lambeaux de Houiller méritent une mention spéciale à cause de leurs particularités de gisement : ils sont encastrés entre des failles parallèles et rapprochées, sur le trajet de la grande dislocation hercynienne de Lièpvre et La Bresse.

Ils sont constitués par des conglomérats et des arkoses écrasés et altérés. Ils contiennent cependant les mêmes débris de schistes de Villé que le gisement du Hury, ce qui confirme l'hypothèse d'une origine septentrionale pour les cours d'eaux de cette région à l'époque houillère. Ces lambeaux sont en effet situés entre le domaine des schistes de Villé et le lambeau du Hury.

Les anciens auteurs avaient remarqué des traces de charbon à la limite du gneiss et du granite au Bonhomme, à Échery et à Sainte-Croix. Les conditions d'observation étaient très mauvaises, à cause de l'extension qu'occupent les prairies en ces points : les uns attribuèrent donc les traces charbonneuses à des gneiss anthraciteux, comme ÉLIE DE BEAUMONT, les autres à des morceaux de Culm pincés dans la faille, avec KOEHLIN-SCHLUMBERGER et DELBOS ou avec VÉLAIN ; la dernière interprétation était due à la confusion des mylonites du gneiss avec les grauwackes du Culm.

KOEHLIN-SCHLUMBERGER et DELBOS signalent le gisement du Bonhomme à 400 m. en amont du quatrième kilomètre sur la route du Col du Bonhomme, au Bonhomme.

« Il y a là, disent ils, une couche de grauwacke de 37 m. de puissance, intercalée dans le gneiss. Cette grauwacke contient de l'anthracite assez pure, qui était autrefois mise à nu dans une fouille aujourd'hui recouverte par le pâturage ».

La première attribution de ce lambeau au Houiller est due à BLEICHER. Au cours de fouilles pratiquées vers cette époque, BUECKING [160] put reconnaître les conditions de gisement du lambeau et recueillir des empreintes de Calamites, de Fougères



et d'*Annularia*, insuffisantes toutefois pour laisser préciser la stratigraphie.

Des recherches ultérieures ont indiqué la présence de traces de Houiller avec anthracite à la chapelle du Bonhomme, près d'une faille située sur le prolongement du lambeau anciennement connu.

Quant au lambeau d'Échery, il apparaît en de plus mauvaises conditions encore sur le terrain. Il a été découvert en 1896 par BUECKING

« entre la dernière maison d'Échery, c'est-à-dire la plus basse, et le col la séparant de la douane de Sainte-Marie-aux-Mines, à environ 100 pas à l'est des roches dans la prairie. »

On peut recueillir actuellement encore en cet endroit de rares morceaux d'arkose et de conglomérat charbonneux. Sur l'un d'eux j'ai trouvé l'empreinte de fragments de feuilles.

C'est peut-être à des lambeaux analogues du Houiller qu'il faut attribuer d'autres traces charbonneuses, signalées par les auteurs dans la même région. Mais il ne faudrait pas oublier que ces affleurements noirâtres doivent être rapportés, au moins en partie, à des gneiss à graphite plus ou moins mylonitiques. Tel est le cas, comme a montré BUECKING, du prétendu Houiller de la Hingrie [160].

Quels sont les caractères généraux de tous ces médiocres affleurements? Les mêmes encore que dans la région du Tæchel.

En premier lieu il est évident que les affleurements du Houiller ne constituent pas de petits bassins indépendants, mais qu'ils doivent représenter des témoins d'une formation plus largement développée, témoins pincés au hasard et conservés entre des fractures.

En second lieu il faut noter que l'accident tectonique de Lièpvre et La Bresse, le long duquel sont engagés ces lambeaux, n'affecte ni le Grès bigarré ni le Permien : c'est ici encore la démonstration de l'existence d'une phase orogénique post-houillère et anté-triasique.

## B. — RELATIONS DU WESTPHALIEN AVEC LES AUTRES TERRAINS.

DISCUSSION DES OBSERVATIONS ANCIENNES. — La carte géologique de KOECHLIN-SCHLUMBERGER et DELBOS et les coupes qui y sont jointes représentent le Houiller, dans la région de Saint-Hippolyte et du Hury, comme un dépôt étendu horizontalement et développé d'une manière constante à la base du Grès bigarré (1).

Cette disposition du Houiller fut admise comme réelle par les différents auteurs qui se sont occupés de la question. Elle ne répond cependant en rien aux faits observés (fig. 18).

Le cas du lambeau du Hury, le plus souvent cité, mérite d'être discuté avec quelque détail.

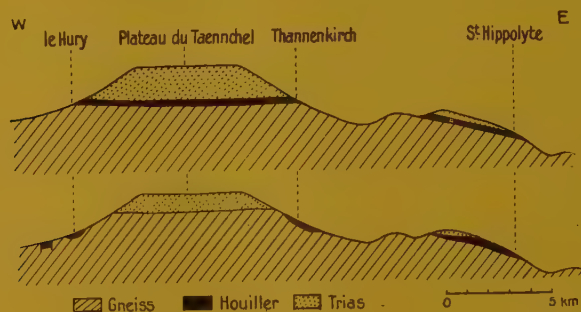


FIG. 18. — LE HOUILLER DANS LA RÉGION DU TAENNEL.

En haut : Coupe d'après KOECHLIN-SCHLUMBERGER et DELBOS (inexacte).

En bas : Coupe rectifiée.

D'après ÉLIE DE BEAUMONT « le gîte houiller du Hury paraît déposé dans une très petite dépression du gneiss » ; à sa partie supérieure existe « un porphyre terreux qui semble correspondre aux argilolithes de Ronchamps et de Villé et former une couche qui surmonte tout le terrain houiller ».

On ne voit plus trace actuellement d'une couche de porphyre terreux qui recouvrirait le houiller. ÉLIE DE BEAUMONT n'aurait-il

(1) DAUBRÉE cependant a donné de cette région, une coupe fort exacte [76].

pas confondu le porphyre rouge à aspect de rhyolite, qui forme le soubassement cristallin, avec les argilolithes permienes? Cette confusion s'expliquerait aisément, car le porphyre rouge affleure plus haut à flanc de coteau et domine ainsi l'emplacement du Houiller. Un examen rapide peut laisser croire que le porphyre recouvre stratigraphiquement le Houiller alors qu'en réalité il est situé au-dessous.

KOECHLIN-SCHLUMBERGER et DELBOS disent également que « la houille est recouverte par une argilolithe, qui elle-même est surmontée par le Grès vosgien ». La même remarque s'impose au sujet de l'argilolithe, il s'agit sans doute du porphyre quartzifère du soubassement. Quant au Grès vosgien il ne recouvre nullement l'ensemble ; il n'y est représenté que par des éboulis.

Cependant c'est encore la même opinion que soutient BUECKING (160) :

« Le Carbonifère repose ici dans une dépression du gneiss. Il est recouvert par un porphyre lamellaire à structure nettement fluidale, qui est largement développé au jour et qui d'après STEININGER est en relation avec des conglomérats de porphyre. Sur ce porphyre et sur le conglomérat qui lui est associé, ainsi que sur les sables du Permien, repose immédiatement le Grès bigarré du Ramelstein. »

En réalité, on n'aperçoit ni le porphyre recouvrant le Houiller, ni les sables du Permien.

Le porphyre largement développé au jour ne peut être que le microgranite dont j'ai parlé plus haut ; le conglomérat de porphyre, vu il y a plus d'un siècle par STEININGER, me paraît être identique aux conglomérats de gneiss et de porphyre que j'ai observés moi-même dans le lambeau A : or ce conglomérat est Houiller et non Permien.

Quant au Grès bigarré il faut répéter qu'il n'existe, à l'altitude du lambeau de Houiller, qu'à l'état d'éboulis.

Chose curieuse, la même erreur a été répétée ainsi qu'on le verra plus loin pour le lambeau de Lubine. Les plus anciens auteurs disaient déjà que le Houiller y est recouvert par les Grès rouges. Cette opinion a été reprise successivement par ÉLIE

DE BEAUMONT, DE BILLY, VÉLAIN, BOULAY, BLEICHER, BENECKE et VAN WERVEKE, alors qu'il n'existe ni Permien, ni Trias dans la région où affleure le Houiller.

INTERPRÉTATION RÉELLE DES FAITS. — On est ainsi conduit à rejeter, comme incomplètes et inexactes, toutes les opinions émises jusqu'ici sur les relations du Houiller et des autres terrains.

Rappelons en effet trois points.

1<sup>o</sup> Le Houiller forme des lambeaux généralement appliqués sur les terrains cristallins indépendamment du Trias (Lièpvre, Thannenkirch, le Hury); ces lambeaux sont à une altitude plus faible et ont un pendage plus marqué que le Trias.

2<sup>o</sup> Lorsque le grès bigarré recouvre par exception le Houiller, il existe entre les deux formations une discordance angulaire (Roderen, Saint-Hippolyte).

3<sup>o</sup> Le lambeau du Schæntzel est affecté par des plis que l'on ne retrouve ni dans le Permien, ni dans le Trias.

Ces faits démontrent nettement l'existence d'une phase orogénique post-houillère et anté-triasique.

C'est sans aucun doute à cette phase de plissement que doit être attribuée la répartition du Houiller en petits lambeaux isolées.

En effet deux explications seules en peuvent être données. Ou bien ces lambeaux sont autant de petits bassins de sédimentation indépendants, dus à des sortes de lacs disposés en chapelet et comblés par des apports fluviaux; ou bien la couverture formée par le terrain houiller a été autrefois plus étendue et les lambeaux actuels ne sont que les témoins de cette couverture démantelée.

La première hypothèse ne peut être soutenue après confrontation avec les faits observés sur le terrain. Si l'on voulait admettre que chaque lambeau actuel répond à un ancien petit lac, on devrait constater dans chacun d'entre eux les variations de faciès correspondant à l'hypothèse: conglomérats sur les bords et vases charbonneuses fines vers le centre. Il n'en est rien; les faciès sont répartis sans relation aucune avec les limites des gisements. Nous avons eu d'ailleurs l'occasion de constater que des failles

forment le plus souvent la limite du terrain Houiller de chaque lambeau, ce qui explique la grande épaisseur des dépôts et leur faible extension en surface.

La seconde hypothèse ne se heurte au contraire à aucune objection fondamentale. La seule variation régulière de faciès que l'on puisse observer n'affecte pas l'intérieur de chaque lambeau pris individuellement, mais bien l'ensemble des dépôts houillers des Vosges moyennes. Les formations détritiques situées à Lièpvre et au Hury sont des formations à éléments grossiers et à peine roulés ; les formations plus méridionales de Roderen et de Saint-Hippolyte sont constituées par des galets arrondis et calibrés. On peut conclure de là que l'on se trouve en présence de dépôts ayant comblé une dépression primitivement unique, dont Lièpvre et le Hury occupaient les parties marginales, Saint-Hippolyte, Roderen et Thannenkirch les parties centrales.

Si l'on admet cette continuité primitive du Houiller, et si l'on se rappelle d'autre part que le morcellement s'est accompli avant le dépôt du Trias puisque celui-ci repose non sur des couches continues mais sur des lambeaux indépendants, on est amené à distinguer quatre phases dans l'histoire de tous ces lambeaux :

1<sup>o</sup> dépôt d'une couverture continue de Houiller sur toute la région ici considérée;

2<sup>o</sup> déclanchement de mouvements orogéniques anté-triasiques, se traduisant par des failles et de légers plissements;

3<sup>o</sup> action d'une phase d'érosion décapant la couverture houillère, à l'exception de quelques lambeaux pincés entre des failles ou protégés dans des dépressions du soubassement;

4<sup>o</sup> enfin dépôt du Grès bigarré en discordance sur l'ensemble précédent.

## 2. STÉPHANIEN ET PERMIEN.

---

DISPOSITION GÉNÉRALE. — Le Houiller se présente dans le Val de Villé, et dans la haute vallée de la Fave qui en est voisine, en petits lambeaux qui rappellent ceux des environs du Tœnchel. Mais la paléontologie a montré que ces lambeaux contenaient une flore plus récente, appartenant à divers niveaux du Stéphanien.

Notons dès l'abord que ces lambeaux se divisent en deux catégories : les uns sont encastrés entre des failles et sont recouverts en discordance par le Permien ; les autres n'ont pas été affectés par des mouvements tectoniques, ils remplissent des dépressions situées à la base des Grès rouges, et sont en concordance avec ces grès.

### A. — DÉPÔTS STÉPHANIENS EN DISCORDANCE AVEC LE PERMIEN.

HOULLER DE LUBINE. — Le Houiller se rencontre en plusieurs points des environs immédiats de Lubine, et encore à 3 kilomètres à l'ouest de là, à Colroy-la-Grande.

Un seul de ces lambeaux, celui qui est situé immédiatement au nord de Lubine sur la colline que contourne la nouvelle voie ferrée avant de s'engager sous le tunnel, a livré des débris végétaux qui ont permis à BOULAY [105] de déterminer l'âge des couches qui le constituent. Celles-ci répondent au niveau moyen de Saint-Etienne.

Les empreintes recueillies par BOULAY sont les suivantes :

*Calamites* traces indéterminables.

*Annularia sphenophylloides* ZENK.

*Annularia longifolia* BRONGN.

*Sphenophyllum oblongifolium* GERM.

*Sphenophyllum angustifolium* GERM.



*Sphenopteris*.  
*Odontopteris Reichiana* GUTB.  
*Odontopteris obtusa* BRONGN.  
*Neuropteris tenuifolia* BRONGN.  
*Neuropteris gigantea* BRONGN.  
*Nephropteris dilatata* SCHIMP.  
*Dictyopteris Schützei* RGM.  
*Alethopteris Grandini* BRONGN.  
*Pecopteris Plukenetii* SCHLOT.  
     — *polymorpha* BRONGN.  
     — *hemitelioides* GRAND'EURY.  
*Cordaites principalis* GERM.  
*Cordaicarpus*.  
*Dadoxylon*.  
*Calamodendron cruciatum*.  
*Trigonocarpus Noeggerathi*  
*Codonospermum anomalum* BRONGN.  
*Carpolithes sulcatus* STERNB.  
*Samaropsis fluitans* WEISS.  
*Rhabdocarpus*.

Les autres lambeaux sont constitués uniquement par des grès grossiers stériles.

Les conditions de gisement de ces petits lambeaux houillers n'ont jamais été exactement décrites jusqu'ici (1). D'après les auteurs qui en ont traité, le Houiller serait placé à Lubine à la base du Permien, tout comme le Houiller de Villé. Cependant une exploration sommaire de la région fait constater que le Permien n'y existe pas et qu'ici, comme au Hury, au Bonhomme et ailleurs, le Houiller constitue des lambeaux isolés dans le terrain cristallin.

La carte ci-jointe (fig. 19) donne la répartition de ces lambeaux et montre leur indépendance des Grès rouges.

Le mieux connu de tous est le lambeau fossilifère A, situé immédiatement au nord du village, à l'ouest de la voie ferrée. Il est formé par des alternances de grès grossiers jaunâtres et de schistes noirs à empreintes végétales, dont le pendage est de 15 à 20° vers le sud.

---

(1) Voir ci-dessus, page 407.



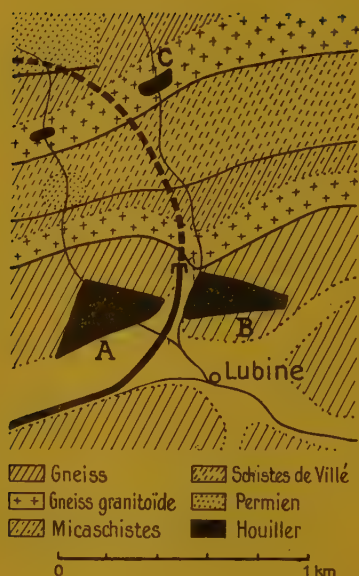


FIG. 19. — LE HOUEILLER A LUBINE (1).

L'affleurement ne dépasse pas 150 m. de long; il est séparé du gneiss par des failles. Un sondage, qui vers 1823 a été poussé jusqu'au gneiss sous-jacent, a montré que malgré sa faible extension en surface le Houiller a cependant là une épaisseur de 150 à 200 m. Ce singulier gisement est donc aussi étendu en profondeur qu'en surface.

Un second lambeau B se trouve sur la colline située à l'est de l'entrée du tunnel. Il ne contient guère que des grès grossiers et des conglomérats. Les schistes noirs y apparaissent à peine.

Un troisième lambeau C, intercalé entre des failles parallèles, se trouve dans les gneiss granitiques à 600 m. environ au nord du clocher de Lubine; les grès houillers et les conglomérats, très

(1) Voir la coupe donnée fig. 4, page 216.

décomposés, y sont exploités comme sable. C'est là le point où l'on peut le mieux se rendre compte des conditions de gisement du Houiller dans la région.

Le Houiller existe aussi près du col d'Urbeis en un endroit situé en dehors des limites de la petite carte. Il y est également à l'état de lambeaux de grès grossier jaunâtre.

Enfin il se rencontre à Colroy-la-Grande, également entre des failles, dans les gneiss granitiques. Le Permien est ici tout proche, mais on constate que le Carbonifère n'est pas compris entre les Grès rouges et leur soubassement.

Le Houiller a été également trouvé par de petits sondages exécutés sur l'emplacement du tunnel, au moment des travaux de construction. L'un d'eux se trouvait à une cinquantaine de mètres du portail est. Lorsque j'ai visité l'emplacement les trous de sondage étaient envahis par l'eau, mais les roches extraites demeuraient sur place : pour l'un d'eux il s'agissait certainement de Permien et de Stéphanien. D'après les renseignements fournis par les services techniques de l'entreprise le sondage, après avoir traversé un mètre ou deux de Permien, a rencontré plusieurs mètres de grès houiller, charbonneux et cohérent, en bancs bien marqués. Or un autre sondage situé à côté du premier a rencontré immédiatement les micaschistes, après avoir traversé le Permien. Le fait ne me paraît pouvoir s'expliquer que par la présence d'une faille passant entre les deux sondages et n'affectant pas la couverture permienne. En d'autres termes le Permien doit recouvrir des lambeaux de Houiller pincés entre des failles dans le soubassement (1).

HOUILLER DE LALAYE. -- A la différence des petits gisements dont il vient d'être question, le Houiller de Lalaye est fort bien connu. Il a été minutieusement décrit par DAUBRÉE [76],

---

(1) Le Houiller a été également rencontré dans un sondage exécuté en 1910 dans la région de Colroy-la-Grande pour la recherche de la houille. Ce sondage a traversé 255 m. de Permien et 3 m. de Houiller. D'autres fouilles ont été faites d'après des indices superficiels mal interprétés : il s'agissait seulement de micaschiste graphiteux.

BENECKE et VAN WERVEKE [138], grâce aux documents fournis par l'ancienne exploitation de la colline du Kohlberg, à l'ouest du village de Lalaye. Ce gisement est appliqué sur le gneiss ; vers l'est il est séparé du Permien par une faille, dont l'existence a été démontrée par les résultats d'anciens sondages rapportés par DAUBRÉE. Il semble que vers l'ouest la limite du gneiss et du houiller soit déterminée uniquement par l'érosion.

Le terrain houiller occupe la surface de la colline de la base jusqu'au sommet. Cette disposition est due non à l'épaisseur de la formation mais, ainsi que l'a fait remarquer DAUBRÉE, à la présence de failles parallèles « dont les nombreux ressauts, en même temps que le plongement général du terrain, font descendre les couches de houille depuis le sommet de la montagne de Lalaye jusqu'au fond du vallon. »

Au point de vue lithologique, le terrain houiller est constitué ici par des couches alternées de grès grossiers, de conglomérats et de schistes noirs à plantes.

La flore relativement abondante fournie par ces schistes a été étudiée par BOULAY [105] ; ce dernier avait conclu que le niveau de Lalaye appartenait au Westphalien supérieur ou plutôt au Stéphanien inférieur (Rive-de-Giers).

Mais les recherches plus récentes de STERZEL [178] ont montré que le caractère de cette flore, en dépit d'affinités westphaliennes, était nettement stéphanien. Dans le tableau synoptique donné par STERZEL en fin de son mémoire, le gisement de Lalaye est d'ailleurs placé au niveau des couches supérieures d'Ottweiler, mais cette précision ne se retrouve pas dans le texte du mémoire.

Les espèces suivantes ont été déterminées par STERZEL :

*Sphenopteris* typ. *Bronni* v. GUTB.

cf. *Mariopteris latifolia* (BRONGN.) ZEILLER

*Pecopteris arboreascens* (v. SCHLOTH.) BRONGN. var. *cyathes* v. SCHLOTH.

*Pecopteris unila* BRONGN.

*Pecopteris* cf. *lepidorhachis* BRONGN.

*Pecopteris plumosa* (ARTIS) BRONGN. em. KIDSTON f. *dentata* BRONGN.

*Pecopteris polymorpha* (BRONGN.) em. ZEILLER.

*Alethopteris Serli* (BRONGN.) GÖPP.

- Callipteridium* typ. *pteridium* (v. SCHLOTH.) ZEILLER.  
 cf. *Linopteris*.  
*Sphenophyllum emarginatum* (BRONGN.) BRONGN.  
*Sphenophyllum saxifragae-folium* v. STERNB.  
*Sphenophyllum myriophyllum* CRÉPIN  
*Sphenophyllum*. épis de fruits  
*Calamites cruciatus* v. STERNB.  
*Calamites ramosus* ARTIS.  
*Calamites Suckowi* BRONGN. forma *Cisti* BRONGN.  
*Annularia stellata* (v. SCHLOTH.)  
*Stachannularia* (*Calamostachys*) *tuberculata* (v. STERNBERG) WEISS.  
*Annularia sphenophylloides* (ZENKER) v. GUTB.  
*Stachannularia* (*Calamostachys*) *calathifera* WEISS.  
*Asterophyllites equisetiformis* (v. SCHLOTH) BRONGN.  
*Calamostachys* sp.  
 cf. *Palaeostachya arborescens* (v. STERNB.) WEISS.  
*Macrostachya infundibuliformis* (BRONGN.) SCHIMPER f. *carinata*.  
*Lepidodendron* sp.  
*Lepidophyllum* cf. *lanceolatum* LINDL. et HUTTON St.  
*Sigillaria* (*Ensigillaria*) typ. *rugosa* BRONGN. f. *subovata*.  
*Sigillaria* (*Subsigillaria*) *Beneckeana* WEISS. St.  
*Sigillariostrobus* sp.  
*Dicranophyllum trifurcatum* n. sp.  
*Cordaite* cf. *principalis* (GERMAR)  
*Cordaites* sp.  
*Rhabdocarpus disciformis* (v. STERNB.) WEISS, var. *rugosus* WEISS.

BOULAY a de plus déterminé les espèces suivantes, non observées par STERZEL :

- Pecopteris Nestleriana* BRONGN.  
*Pecopteris affinis* BRONGN.  
*Alethopteris aquilina* GÖPP.  
*Sphenophyllum erosum* LINDL. et HUTTON.  
*Sphenophyllum longifolium* GERMAR.  
*Cardiocarpus ovoideus* GÖPP. et BERGER.  
*Sigillaria oculata* (v. SCHLOTH.) BRONGN.

Daubrée a signalé l'existence de petits affleurements de Houiller aux environs du gisement de Lalaye : à 500 m. au nord de Lalaye au lieu dit les Hauts Champs, et à la ferme du Rouyeux, à 800 m. au sud de la localité.

LA TECTONIQUE HERCYNIENNE ET LE STÉPHANIE DE LUBINE ET DE LALAYE. — Les descriptions qui précèdent ont montré que le Houiller de Lubine et de Lalaye est complètement indépendant du Permien.

D'autre part la répartition générale des restes de ce Houiller met en évidence avec non moins de netteté leur étroite relation avec les grandes dislocations hercyniennes.

De Colroy-la-Grande jusqu'à Lalaye, sur une distance de 12 kilomètres, les témoins existants du Houiller sont tous enclavés dans la zone tectonique caractérisée par la présence des mica-schistes. Ils sont le plus généralement en avant de la première écaille mylonitique, sur le gneiss : tels le lambeau de Colroy, les deux lambeaux méridionaux de Lubine et celui de Lalaye.

Tous ces gisements doivent leur conservation à l'existence de failles parallèles à la grande dislocation hercynienne.

Une première explication de la chose consisterait à supposer le Houiller affecté par cette dislocation ; autrement dit, la tectonique de la région serait tout entière d'âge post-stéphanien.

Mais cela n'est pas possible : les grands mouvements de chevauchement et de glissement des écailles les unes sur les autres sont certainement antérieurs au dépôt du Houiller, puisque celui-ci repose en discordance sur les plis déjà rasés. Il faut donc voir dans la localisation du Houiller l'effet de mouvements hercyniens posthumes, qui ont fait rejouer légèrement le mécanisme des grandes dislocations postdinantiennes mais antéhouillères.

Les lambeaux houillers d'Échery et du Bonhomme sont de même exactement localisés, on l'a vu, par rapport à la ligne de chevauchement de Lièpvre et La Bresse. On est ainsi conduit à admettre que le Houiller a primitivement recouvert toute la région, et qu'il a ensuite subi l'effet de mouvements tectoniques, consistant en un nouveau jeu des compartiments faillés le long des anciennes lignes de dislocation. L'érosion qui s'est ensuite donné cours n'a laissé subsister que les lambeaux les plus profondément enfoncés, c'est-à-dire précisément ceux qui jalonnent les grandes lignes tectoniques.

On objectera : pourquoi ces mouvements tectoniques seraient-ils attribués à une phase hercynienne posthume plutôt qu'à une phase oligocène, à des failles qui se seraient produites lors de l'effondrement de la vallée du Rhin ?

La réponse est dans le fait que ces mouvements n'ont affecté ni le Permien ni le Trias : ils sont donc anté-permiens en même temps que post-houillers.

La dislocation de Lubine et Lalaye, dirigée à peu près E—W, est coupée à hauteur de Lalaye par une faille tertiaire de direction approximativement N—S : elle est ainsi mise en contact vers l'est avec des formations permienes horizontales, et celles-ci ne sont en rien affectées par les accidents de direction E—W.

De même, la ligne de dislocation de Lièpvre et La Bresse, le long de laquelle se sont coincés les lambeaux de Houiller du Bonhomme et d'Échery, est coupée par une faille tertiaire de direction N—S ; elle entre ainsi en contact à son extrémité avec la masse triasique du plateau du Chalmont, où ne s'observe aucune dénivellation des strates.

Les failles houillères sont donc parallèles aux lignes tectoniques de la fin du Dinantien, et elles présentent leur maximum d'importance sur l'emplacement de ces lignes ; mais elles n'affectent pas la couverture permo-triasique. Au contraire, les failles tertiaires coupent sous un angle quelconque les lignes de dislocation hercyniennes et affectent aussi bien les terrains de couverture que leur soubassement. Ce sont là des accidents tectoniques bien distincts et qui ne peuvent être confondus.

Concluons ici, comme pour la région de Saint-Hippolyte, que le Houiller a été affecté par des mouvements orogéniques peu intenses, qui se sont traduits par des cassures et qui sont certainement antérieurs au dépôt du Permien. La coïncidence des principales lignes de fracture avec les grandes dislocations de la fin du Dinantien, permet de considérer ces mouvements comme une phase posthume du plissement hercynien.



## B. — DÉPÔTS STÉPHANIENS EN CONCORDANCE AVEC LE PERMIEN.

CARACTÈRES PROPRES DE CES DÉPÔTS. — D'autres dépôts, voisins de ceux dont il vient d'être parlé, en sont très différents par leurs caractères.

Différence dans la répartition géographique : tandis que ceux du groupe précédent se montrent tout à fait indépendants des affleurements du Permien, puisqu'ils sont parfois recouverts en discordance par le Trias, ceux-ci se trouvent au contraire dans la partie axiale des bassins de sédimentation permienne, et ils y sont en concordance avec l'Autunien inférieur.

Différence dans les relations tectoniques : les lambeaux de ce second groupe ne sont pas affectés par des failles semblables à ces failles, si remarquables, qui enfoncent les lambeaux du premier groupe dans le soubassement cristallin le long des dislocations hercyniennes.

Différence enfin de structure lithologique : les formations dont il a été question jusqu'ici étaient essentiellement détritiques, celles du nouveau groupe contiennent de la dolomie et des calcaires.

Tous les dépôts de ce caractère sont étroitement groupés dans le bassin permien de Villé. Mais un seul d'entre eux présente une certaine importance, celui qui est situé sur les collines qui s'étendent à l'est de Villé vers Albé : c'est pourquoi on leur donne le nom général de couches d'Albé (1).

Il ne sera d'ailleurs traité ici que du seul gisement de Villé et d'Albé, et les lambeaux signalés par les anciens auteurs sont mentionnés pour mémoire : Honcourt, Blieswiller, Neumatt, Bruderhausmatt, Nothalten, Itterswiller, Bimstein, Scheidenberg.

LE HOUILLER DE VILLÉ ET D'ALBÉ. — Le Houiller de Villé et d'Albé est un terrain très varié sous le rapport lithologique.

La partie inférieure est constituée par des arkoses plus ou moins chargées de conglomérats, variables d'épaisseur et qui reposent immédiatement et en discordance sur les schistes de Villé.

---

(1) Erlenbacher Schichten de la littérature géologique de langue allemande.



Puis vient un complexe d'argiles schisteuses, charbonneuses ou verdâtres, entrecoupées de bancs de calcaire siliceux et de dolomie. Un maigre niveau houiller a été reconnu autrefois à la base de cette série, au-dessus de la grande masse des arkoses ; au sommet se trouve un horizon de tufs volcaniques, de teinte claire et légèrement verdâtre.

Le tout est recouvert en concordance par le Permien inférieur.

Il n'existe pas de coupe de terrain où se voie bien la succession stratigraphique de ces différents termes. Ils ne sont rencontrés qu'au hasard des affleurements, dans des coupes fragmentaires. Pour en reconstituer la succession il faut avoir recours, ainsi que l'ont fait BENECKE et VAN WERVEKE [138], aux données d'anciens sondages rapportés par DAUBRÉE [76].

Une coupe cependant mérite une mention spéciale pour la netteté avec laquelle elle montre la superposition du Permien aux termes supérieurs du Houiller. Cette coupe, décrite pour la première fois il y a un siècle par VAN OEYNHAUSEN, VON DECHEN et VON LAROCHE [11], se trouve le long du chemin creux qui s'élève aujourd'hui de la gare de Villé sur la colline située à l'est de la bourgade.

A 200 m. de la gare, à la croisée du chemin creux et d'un autre chemin, se trouve d'abord un calcaire siliceux tantôt bien lité, tantôt à l'aspect de rognons ; son examen au microscope y fait voir des sections d'Ostracodes. Au-dessus, dans une carrière située à l'altitude de 320 m. environ, ce sont des argiles schisteuses verdâtres, parfois silicifiées. Des cinérites sont également visibles sur le chemin, à l'état de fragments. Plus loin on rencontre le Permien, représenté par un conglomérat rouge à galets de rhyolite reposant en concordance sur les assises précédentes.

La flore des couches houillères d'Albé a été étudiée par BOULAY et par STERZEL. D'après BOULAY cette flore serait celle des couches les plus élevées du terrain houiller supérieur ; STERZEL la place à la base du Permien. Ces opinions ne diffèrent qu'en apparence, car la limite entre le Houiller et le Permien n'est pas placée au même niveau stratigraphique par les deux auteurs.

BOULAY s'en tient à l'usage adopté par les stratigraphes français et place la base du Permien au niveau où apparaît *Callipteris conferta*; dans cette manière de voir tous les terrains situés plus bas (et c'est le cas des couches dont il s'agit ici) appartiennent au Stéphanien.

Au contraire, STERZEL tenant compte des affinités générales de la flore, place la base du Permien un peu plus bas que le niveau à *Callipteris conferta*, de sorte que le Permien comprend ainsi les couches d'Albé.

Le fait n'en est pas moins acquis que les couches d'Albé sont situées immédiatement au-dessous du niveau à *Callipteris conferta*. En conformité avec les règles de classification de l'école française, nous les considérerons comme appartenant à l'extrême sommet du Stéphanien.

BOULAY a déterminé :

- Pecopteris densifolia* GÖPPERT.
- Pecopteris hemitelioides* BRONGN.; f. prior GRAND'EURY.
- Pecopteris cyathea* BRONGN.
- Alethopteris aquilina* GÖPP.
- Caulopteris peltigera* BRONGN.
- Annularia longifolia* BRONGN.
- Ullmannia lanceolata* GÖPP.
- Cardiocarpus orbicularis* v. ETTINGSHAUSEN

En outre, on trouve cités par BENECKE et VAN WERVEKE :

- Walchia hypnoides* (BRONGN.) GRAND'EURY, déterminé par ZEILLER
- Cordaïtes*.

RELATIONS DES COUCHES D'ALBÉ AVEC LES COUCHES DE LALAYE. — BENECKE et VAN WERVEKE ont donné à la série productive schisteuse, calcaire et dolomitique observée au sommet du Houiller de la région de Villé, le nom de couches d'Albé; ils excluent de cette dénomination les arkoses et les conglomérats inférieurs.

D'autre part les couches houillères de Lalaye qui, on s'en souvient, appartiennent à la base du Stéphanien, présentent, vers leur sommet des arkoses et des conglomérats d'aspect sem-

blable à ceux de Villé. Les mêmes auteurs ont cru reconnaître la série stratigraphique suivante du sommet à la base :

- 1° Couches d'Albé productives.
- 2° Arkoses et conglomérats d'Albé, de Villé, de Lalaye avec intercalation de schistes gréseux.
- 3° Couches de Lalaye productives.

L'assimilation des arkoses supérieures de Lalaye aux arkoses inférieures d'Albé n'est nullement justifiée par les faits.

Notons d'abord que la similitude d'aspect de ces arkoses n'est pas un argument en faveur de leur équivalence stratigraphique : toutes les arkoses houillères de la région, quel qu'en soit l'âge, sont parfaitement semblables.

Les arguments paléontologiques ne concluent d'ailleurs pas en faveur de cette assimilation. La flore de Lalaye a, d'après STERZEL « essentiellement le caractère de l'étage d'Ottweiler (Stéphanien) avec tendance vers le niveau de Sarrebruck (Westphalien) » ; les couches d'Albé appartiennent à un Stéphanien supérieur, d'affinité permienne. Il existe donc entre ces deux niveaux un hiatus stratigraphique important, correspondant à tout le Stéphanien moyen et à la majeure partie du Stéphanien supérieur. Toute la période correspondante serait ainsi représentée, d'après VAN WERVEKE et BENECKE, par quelques dizaines de mètres d'arkoses stériles.

Enfin les couches d'Albé ne reposent pas sur les couches de Lalaye, mais sur les schistes de Villé ; d'autre part les couches de Lalaye ont été affectées par des mouvements orogéniques hercyniens posthumes, dont ont été indemnes les couches d'Albé, en concordance parfaite avec la base des grès permien.

L'échelle stratigraphique de BENECKE et VAN WERVEKE semble donc pouvoir être remplacée par celle-ci (du sommet à la base) :

- 1° Couches d'Albé productives (Schistes, calcaires, dolomies).
- 2° Arkoses et conglomérats de la base des couches d'Albé.
- Lacune stratigraphique
- 3° Arkoses et conglomérats du sommet des couches de Lalaye.
- 4° Couches de Lalaye productives (Schistes, arkoses, conglomérats).

La lacune stratigraphique correspondrait à la période orogénique qui a affecté les couches de Lalaye et à la période d'érosion qui a suivi.

CARACTÈRES SINGULIERS DU HOUILLER D'ALBÉ. — Les couches d'Albé offrent le mélange de caractères houillers et de caractères permien.

Le cachet permien de la flore en est en effet très marqué, nous l'avons vu pour la flore. De plus les couches d'Albé sont cantonnées dans les parties axiales des dépressions permienues, là où la série permienne débute par sa base même, l'Autunien. Enfin les couches d'Albé se sont déposées seulement après la fin des mouvements qui ont affecté le reste du Houiller des Vosges.

La lithologie de ces couches houillères met aussi en évidence d'assez curieux contrastes. On oppose en effet d'ordinaire le climat houiller, que l'on imagine très humide et analogue au climat tropical, au climat permien, sec et désertique. De fait la formation de la houille et le dépôt des roches salines, précipitées par évaporation intensive, paraissent bien des phénomènes exclusifs l'un de l'autre. Il est dès lors difficile d'expliquer la présence simultanée de houille et de dolomie dans les couches d'Albé.

L'observation microscopique montre d'ailleurs que les dolomies d'Albé sont très chargées de matières charbonneuses ; certaines d'entre elles ont l'aspect de schistes bitumineux et doivent être considérées comme de véritables boues organiques. Les dolomies largement cristallisées, celles qui sont connues depuis longtemps, ont aussi une teinte brunâtre qui trahit leur teneur en matières charbonneuses.

La présence de la dolomie ne pose pas seulement le paradoxe de l'existence simultanée du climat sec que d'après l'opinion courante nécessite leur précipitation, et du régime d'humidité que l'on s'accorde à considérer comme nécessaire au développement de la houille. Elle révèle aussi l'existence assez surprenante à ce moment de lagunes salées. A en juger d'après l'état actuel des connaissances ces lagunes ne pouvaient être en relation avec aucun

bras de mer connu : elles doivent donc être considérées comme des lacs de bassin désertique, sans issue vers la mer.

Des calcaires siliceux de Villé nous savons peu de choses quant à la manière dont ils se sont formés. L'étude des Ostracodes qu'ils contiennent fournirait peut-être des indications sur le régime correspondant à leur formation ; malheureusement les organismes ne sont visibles qu'en section dans les lames minces de la roche ; la cassure esquilleuse de celle-ci ne permet pas de les isoler de leur gangue.

LES COUCHES D'ALBÉ ET LE CYCLE SÉDIMENTAIRE PERMIEN. — BENECKE et VAN WERVEKE ont montré comment aux couches d'Albé fait suite la succession des assises permienes dont l'extension a débordé de plus en plus largement le périmètre étroit des petits bassins du début de la sédimentation.

Les couches d'Albé sont surmontées par des conglomérats à galets de porphyre rouge, contenant des troncs siliceux, et par des arkoses à *Callipteris conferta*. Ces couches, ainsi que les argiles schisteuses violettes qui les recouvrent, ont été appelées couches de Triembach. Elles représentent approximativement l'Autunien. La transgression de ces couches par rapport aux couches d'Albé sous-jacentes est particulièrement nette vers le sud et, à Saint-Maurice, ces couches de Triembach reposent directement sur le granite.

Au-dessus des couches de Triembach vient un niveau de tufs et de cinérites, appelé couches de Meisenbuckel, dont l'aire de répartition est encore plus vaste.

Enfin au sommet sont les couches de Kohlbächel, représentées par le faciès classique des grès rouges et contenant vers le sommet des intercalations de dolomie (1). Ces grès rouges débordent

---

(1) On a parfois jadis assimilé ces lentilles dolomitiques au Zechstein d'Allemagne. BENECKE et VAN WERVEKE ont montré que cette assimilation n'était pas fondée : la faune du Zechstein a été trouvée en Palatinat dans un banc dolomitique intercalé non dans les Grès rouges, mais à un niveau plus élevé, dans des assises que l'on considérerait jusque alors comme Grès bigarré inférieur. Ce niveau n'existe pas dans nos régions, où au Zechstein correspondrait donc une lacune stratigraphique.

largement et de toute part les cinérites ; ils comblent les vastes bassins permien dont la carte représente l'extension.

Vers le sud du Val de Villé, au Hahnenberg près de Châtenois, les dolomies reposent immédiatement sur les arkoses qui passent au sous-sol granitique. Ce point est donc le bord méridional extrême de la cuvette permienne, puisque les assises les plus élevées qui s'y sont déposées sont transgressives sur le socle cristallin.

Vers l'ouest les Grès rouges s'étendent jusqu'à Lalaye. On les retrouve au Climont et au-delà, dans le bassin de Saint-Dié.

A l'est de Saales, les dolomies du Permien supérieur reposent immédiatement sur le socle hercynien comme à Châtenois. C'est le bord septentrional du bassin permien, avec faciès de transgression symétriques de ceux de la bordure méridionale.

Nous pouvons exprimer simplement l'ensemble de ces relations en disant que les couches d'Albé représentent le terme inférieur du cycle sédimentaire permien.

---



### 3. ENSEMBLE DU HOUILLER DANS LES VOSGES.

---

PREMIÈRE PÉRIODE : LE HOUILLER DU BASSIN DE SAINT-HIPPOLYTE. — Afin de mieux saisir l'enchaînement des faits, résumons maintenant les observations qui ont été rapportées dans les pages qui précèdent.

Les restes du Houiller des Vosges sont étroitement groupés dans une zone qui atteint sa plus grande largeur sur le bord de la plaine du Rhin, entre Roderen et le val de Villé, et qui se retrécit vers le sud-ouest, où sont les gisements d'Échery et du Bonhomme.

Dans cet étroit domaine les lambeaux du terrain houiller, quel qu'en soit l'âge, reposent toujours sur le socle cristallin. Et c'est une règle très générale que ces lambeaux correspondent à des niveaux d'autant plus élevés dans la série stratigraphique que leur situation est plus septentrionale (fig. 20).

Les témoins les plus méridionaux, ceux de Saint-Hippolyte et de Roderen, appartiennent au Westphalien moyen. Ceux du Hury, situés un peu plus au nord, montrent à la fois des affinités westphaliennes et stéphanienues. Enfin les lambeaux de Lubine et de Lalaye sont nettement stéphanienues.

Cette disposition ne peut être expliquée que par une transgression des eaux lagunaires, effectuée dans la direction du sud au nord, transgression qui s'est manifestée pendant toute la période écoulée entre le dépôt des couches de Saint-Hippolyte et celui des couches de Lalaye.

L'hypothèse s'accorde avec tous les faits observés.



A Roderen, comme dépôt de base sont des arkoses et des conglomérats à stratification entrecroisée, qui indiquent un régime de lacs et de deltas, tandis qu'à Lièpvre et au Pré-Gréville, plus au nord, sont des formations beaucoup plus grossières : amoncellements de blocs anguleux et à peine stratifiés qui évoquent l'idée de cônes de déjection et d'alluvions de torrents montagnards. A l'époque westphalienne le bord septentrional de la cuvette de Saint-Hippolyte et Roderen se trouvait à la latitude du Pré-Gréville.



FIG. 20. — RÉPARTITION DU HOULLIER DANS LES VOSGES MOYENNES

Le même régime s'est poursuivi pendant le Stéphanien, comme le démontre la composition des roches détritiques des différents gisements houillers de cet âge. La proportion est grande en effet des débris de schistes de Villé qui existent, non seulement à

Lalaye et à Lubine, c'est-à-dire à proximité des schistes en place, mais aussi bien au sud à Échery, au Bonhomme et au Hury. Les débris des schistes de Villé n'ont pu être entraînés que par des cours d'eau venant du nord et se dirigeant vers le sud, c'est-à-dire s'écoulant du val de Villé vers la dépression de Roderen.

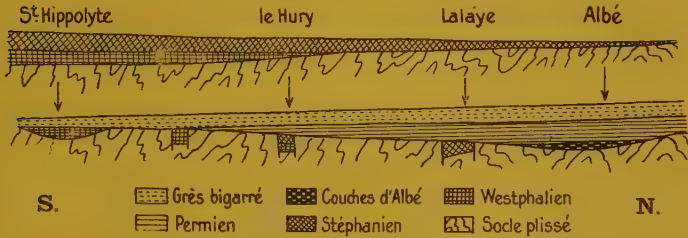


FIG. 21. — RELATIONS STRATIGRAPHIQUES DU HUCILLER  
DANS LES VOSGES MOYENNES.

En haut : Reconstitution de la cuvette houillère avant les mouvements stéphanien.  
En bas : Le Houiller après le dépôt du Grès bigarré.

La contre-épreuve est d'ailleurs la recherche infructueuse que l'on fait, dans les conglomérats de Lubine et de Lalaye, du moindre galet de granite porphyroïde dont le domaine est à quelques kilomètres seulement au sud. Ici aussi pendant le Stéphanien moyen les torrents descendaient du nord.

Le trait essentiel de la paléogéographie houillère dans les Vosges moyennes est donc l'existence d'une dépression existant dans la région de Saint-Hippolyte et où aboutissaient les cours d'eau des terres émergées situées plus au nord, dans la région du val de Villé (fig. 21).

DEUXIÈME PÉRIODE : MOUVEMENTS DU SOL ET FORMATION DU BASSIN DU VAL DE VILLÉ. — Le cycle sédimentaire correspondant au comblement du bassin de Saint-Hippolyte, cycle que l'on peut appeler le cycle sédimentaire houiller, s'est trouvé troublé, lors du Stéphanien supérieur, par le déclenchement de mouvements du sol. Ceux-ci, sorte de mouvements de bascule dans l'ensemble,

aboutissent au soulèvement de la dépression de Saint-Hippolyte et à l'affaissement de la région du val de Villé. Dans la nouvelle dépression se forment des dépôts correspondant à un second cycle sédimentaire, le cycle sédimentaire permien. Les couches houillères jusqu'alors formées sont soulevées ; elles deviennent la proie de l'érosion et disparaissent ; seuls quelques lambeaux subsistent que nous retrouvons aujourd'hui, pincés entre des failles ou protégés par diverses circonstances topographiques.

Ces vestiges sont si exigus qu'après leur examen il reste bien difficile d'analyser le détail des mouvements qui ont amené le changement de régime, et de chercher à reconstituer l'histoire tectonique du Houiller des Vosges. Nous savons seulement, par le grand nombre de lambeaux pincés le long des lignes de chevauchement de la fin du Dinantien, que les vieilles dislocations ont rejoué à ce moment : ce fut une phase, atténuée et posthume, du plissement hercynien.

Ici se termine à proprement parler l'histoire des Vosges hercyniennes : les dépôts suivants appartiennent à la série des terrains qui ont recouvert le socle façonné par les mouvements hercyniens.

Dans le fond de la nouvelle dépression de Villé se sont déposées les couches d'Albé, déjà proches du Permien par leur flore, leur faciès, leur localisation. Au-dessus d'elles se sont ensuite étalées en concordance les assises permienes de plus en plus transgressives, si bien que les plus élevées de celles-ci s'étendent vers le sud jusqu'aux lambeaux houillers du Schœntzel et du Hury. Le manteau protecteur des Grès bigarrés, enfin étendu uniformément sur toutes les Vosges, a recouvert les autres lambeaux plus méridionaux, ceux de Roderen et de Saint-Hippolyte. Ainsi se sont trouvés préservés d'une abrasion totale les quelques vestiges du terrain houiller qui ont fait l'objet du présent chapitre.

---

## QUATRIÈME PARTIE

---

### LES VOSGES DANS LA CHAÎNE HERCYNIENNE



# 1. LA CHAÎNE HERCYNIENNE.

---

## A. — LES ZONES ISOPIQUES.

ETAT DE LA QUESTION. — La comparaison des terrains primaires des Vosges avec ceux des massifs voisins (Ardennes, régions rhénanes, Forêt-Noire, Morvan et autres) montre des similitudes et des différences de faciès qui sont connues depuis longtemps, mais auxquelles on n'avait peut-être pas prêté grande attention jusqu'ici.

Les relations existant entre les caractères des terrains de ces différents massifs pourraient, me semble-t-il, être coordonnées et présentées sous forme de synthèse, et ceci offrirait un grand intérêt pour l'explication de la géologie même des Vosges.

Par l'application à la chaîne hercynienne des notions et méthodes qui, créées par E. HAUG et développées par E. ARGAND, ont permis la magnifique synthèse que l'on sait de la chaîne alpine, de grandes zones isopiques et tectoniques sont mises en évidence, qui me paraissent constituer les traits les plus saillants de la paléogéographie de l'Europe pendant les temps primaires.

Les deux zones isopiques principales de la chaîne hercynienne sont définies depuis longtemps ; et je n'en parle que pour mémoire. Les esquisses paléogéographiques des traités de HAUG ou de GIGNOUX (1), ou celle que donne la figure 22, suffiront à rappeler qu'il existe dans le nord de l'Europe un avant-pays continental, non affecté par les plis hercyniens et correspondant au domaine des Vieux grès rouges dévoniens ; et qu'il y a d'autre

---

(1) HAUG E., *Traité de Géologie*, II, p. 684. GIGNOUX, M., *Géologie stratigraphique*, p. 95.

part dans l'Europe méridionale, une région géosynclinale à laquelle HAUG a donné le nom de géosynclinal méditerranéen.

Mais entre ces deux zones extrêmes, la zone des Grès rouges et celle des formations à type méditerranéen, il se trouve une région intermédiaire, comprenant tous les massifs hercyniens de l'Europe moyenne : la reconnaissance de groupements isopiques, c'est-à-dire où les faciès sont les mêmes à la même époque, ne s'est pas encore imposée là d'une manière très nette.

HAUG a, dans le schéma qu'il a donné de la paléogéographie du Dévonien, distingué une zone néritique ardenno-rhénane où sont l'Ardenne, le Massif rhénan, les Vosges, la Bretagne et le Morvan ; deux régions bathyales, l'une dans le Devonshire, l'autre dans la partie du Massif rhénan située à droite du Rhin ; enfin, une zone d'Armorique et de Bohême caractérisée par la concordance du Dévonien avec le Silurien et sa discordance avec le Carbonifère.

D'une façon plus simple, GIGNOUX (1) note l'existence, sur la bordure du continent des Grès rouges, d'une zone néritique ou bathyale qui comprend la Cornouaille, l'Armorique, l'Ardenne, les pays rhénans, l'Allemagne moyenne et la Bohême ; il rattache les massifs hercyniens plus méridionaux, Vosges et Massif central français, à la zone géosynclinale méditerranéenne. Ces deux conceptions expliquent l'une comme l'autre bon nombre de particularités des terrains qui constituent le complexe hercynien. Mais l'une comme l'autre apparaissent incomplètes en ce qu'elles s'appliquent mal aux Vosges. Placer en effet les Vosges soit dans la zone ardennaise, soit dans la zone méditerranéenne ne rend pas clairement compte des caractères propres au Dévonien et au Dinantien de nos régions et tout spécialement du grand développement des faciès littoraux et grossièrement détritiques. La présence de sédiments de cette nature ne s'explique d'ailleurs par rien de ce qui a été dit jusqu'à présent sur la répartition des faciès dans cette partie de l'Europe. Cela tient au défaut de précision de la notion qu'on s'est faite du géosynclinal hercynien.

---

(1) GIGNOUX, M., *Géologie stratigraphique*, p. 92,



M. LERICHE (1), dans une représentation graphique très suggestive du Dévonien ardennais, publiée il y a quelques années, a rendu manifeste la réalité d'une transgression sédimentaire continue qui, prenant son départ dans une fosse profonde située au sud du massif de l'Ardenne, s'est avancée vers le nord sur le socle brabançon qui constituait le bord méridional du continent des Grès rouges. L'opinion courante voit dans cette fosse profonde le géosynclinal hercynien qui se serait lui-même étendu vers le sud jusque dans les régions méditerranéennes.

En réalité cependant la continuité du faciès bathyal vers le sud ne se poursuit pas si loin : les terrains primaires des Vosges montrent l'existence, entre la fosse du sud de l'Ardenne et la fosse méditerranéenne, d'une zone de hauts fonds, caractérisée par le caractère littoral de la sédimentation et recouverte tardivement par la transgression dévonienne.

Le cas des Vosges n'est lui-même pas unique. J'ai fait remarquer, en parlant du Dévonien de la vallée de la Bruche (2), que l'existence d'un seuil analogue se retrouvait dans tous les massifs hercyniens situés sur le prolongement des plis des Vosges : vers l'ouest dans le Morvan et la Bretagne, vers l'est dans la Forêt-Noire, l'Allemagne moyenne et la Moravie. Il existait donc dans l'Europe moyenne, de la Bretagne à la Moravie, et entre la fosse méditerranéenne et la fosse septentrionale, une cordillère géanticipline.

Ceci est le fil conducteur qui me semble permettre la comparaison du faciès des terrains des différents massifs hercyniens d'Europe et la distinction d'un certain nombre de zones isopiques allongées suivant la direction des plis hercyniens.

ÉNUMÉRATION DES ZONES ISOPIQUES. — Les zones isopiques se succéderaient donc de la manière qui va être dite (fig. 22).

1° *Aire continentale du nord de l'Europe*. Nous appellerons de ce nom le socle continental occupé pendant toute la durée des

(1) LERICHE, M., *Éléments de Géologie*. Bruxelles, 1924, page 99.

(2) Page 274.



FIG. 22. — LES ZONES ISOPIQUES DE L'EUROPE OCCIDENTALE  
PENDANT LE DÉVONIEN ET LE DINANTIEN.

temps primaires par des formations désertiques, lacustres, saumâtres ou néritiques : au Dévonien par les Vieux grès rouges, au Carbonifère par les calcaires dinantiens ou par le Culm productif d'Écosse. C'est l'avant-pays de la chaîne hercynienne. Ses limites sont bien connues.

2° *Zone bordière de l'aire continentale.* Au sud de l'aire continentale se trouve une zone néritique formant transition avec la zone géosynclinale située plus loin encore au sud. La zone néritique peut être suivie du nord du Devonshire, par l'Ardenne et la Westphalie, jusqu'aux monts de Sainte-Croix en Pologne.

Dans cette zone manque le Dévonien inférieur, et parfois le Dévonien moyen. Les formations existant sont transgressives et néritiques. Nombreuses sont les alternances de faciès pélagiques d'eau plus ou moins profonde, et de grès et schistes dont la couleur rouge montre la relation avec les Vieux grès rouges continentaux. L'envahissement par la mer s'est fait d'autant plus tardivement que le point considéré de la région est plus éloigné de la zone profonde du sud.

3° *Géosynclinal dévono-rhénan*. La partie axiale du géosynclinal n'est connue qu'en deux endroits où dominent les faciès bathyaux, le sud du Devonshire et le sud du Massif rhénan, d'où le nom donné à la zone. On en peut présumer l'existence sous la couverture des terrains récents qui séparent les deux témoins, car en Ardenne les faciès sont d'autant plus profonds qu'ils sont plus méridionaux.

Dans cette zone la série stratigraphique est complète à partir du Dévonien inférieur.

4° *Géantyclinal de l'Europe moyenne*. Le sud du géosynclinal dévono-rhénan est formé par une zone de massifs où le Dévonien est de nouveau transgressif et néritique. Sur cette ligne sont situés la Bretagne méridionale (synclinal d'Ancenis), le Morvan, les Vosges, la Forêt-Noire, les collines de l'Allemagne moyenne, la Basse-Silésie et la Moravie.

Cette traînée jalonne un géantyclinal séparant la fosse dévono-rhénane de la fosse méditerranéenne. Ce seuil n'a, semble-t-il, pas été franchi par les eaux avant le Dévonien supérieur ; c'est du moins ce que tend à montrer la stratigraphie du synclinal d'Ancenis et celle du Morvan.

Au sud des massifs primaires qui viennent d'être énumérés, on ne connaît même plus de Dévonien (Forêt-Noire, Massif central français) et, bientôt aussi, plus de Dinantien ; le terrain cristallin affleure seul. Il n'est pas actuellement possible de décider si l'absence aujourd'hui constatée est une absence primitive des dépôts, ou seulement le résultat de la destruction ultérieure de ceux-ci par l'érosion ou le métamorphisme.

5° *Géosynclinal méditerranéen*. Au sud du géantyclinal réapparaissent des terrains dévoniens et dinantiens, offrant les deux caractères des séries géosynclinales : la continuité dans la sédimentation et le faciès bathyal.

Les points de repère de l'étendue du géosynclinal sont les massifs primaires d'Espagne, des Pyrénées, de la Montagne Noire et des Alpes Orientales.

La Bohême s'est trouvée dans une situation particulière : La série des terrains primaires y commence au Dévonien inférieur par des sédiments de caractère profond : mais dès le Dévonien moyen le faciès néritique domine et il y a finalement émergence (étage H). Il semble que cette partie du géosynclinal, enfoncée comme un golfe dans la concavité du rebroussement de Moravie, ait été ultérieurement incorporée à la cordillère géantclinale.

A cet ensemble de zones, si l'on en excepte l'aire continentale, on peut donner le nom générique de géosynclinal hercynien. Les grandes unités qui le composent et qui viennent d'être dites doivent d'ailleurs se compliquer dans le détail d'une foule de particularités, telles que ridements secondaires, seuils transversaux, cuvettes et le reste. Mais ces traits accessoires, que des études plus détaillées feront connaître sans aucun doute, ne semblent pas devoir modifier beaucoup les grandes lignes et l'ordonnance essentielle du plan qui vient d'être esquissé.

Pour établir l'exactitude de ce plan il faudrait dresser un tableau complet de la variation du faciès des terrains primaires dans l'Europe entière. Je ne me propose pas de le faire dans ces quelques pages ; je ne chercherai qu'à montrer la coordination des particularités stratigraphiques offertes par des formations bien connues des géologues, celles que rencontre une section, transversale dans sa direction d'ensemble aux plissements hercyniens, qui comprend les Ardennes, le Massif schisteux rhénan, les Vosges et le Morvan.

Ceci suffira d'ailleurs à faire apparaître plus clairement la place qui est celle du massif vosgien dans l'ensemble de la chaîne hercynienne.

#### B. — ÉVOLUTION DES ZONES ISOPIQUES : LA PÉRIODE DE TRANS- GRESSION ET DE RÉGRESSION.

APERÇU GÉNÉRAL. — Le tableau ci-joint résume, pour la partie que nous considérons du géosynclinal hercynien, l'histoire des différentes zones isopiques au cours du Dévonien et du Carbonifère. Il suffira donc de le commenter en rappelant pour chaque région les particularités offertes par la stratigraphie.

|             |           |             | SEPTENTRIONALES                                              | MÉRIDIENNES                                                   |
|-------------|-----------|-------------|--------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|
| CARBONIFÈRE | INFÉRIEUR | VISÉEN      | Calcaire carbonifère                                         | Calcaire carbonifère                                          |
|             |           | TOURNAISIEN | Calcaire carbonifère                                         | Calcaire carbonifère                                          |
| DÉVONIEN    | SUPÉRIEUR | FAMENNIEN   | Psammites du Condroz                                         | Schistes de Condroz                                           |
|             |           | FRASNIEN    | Poudingues de Mazy                                           | Schistes de Mazy<br>Schistes à Matagne                        |
|             | MOYEN     | GIVÉTIEN    | Calcaire de Givet<br>à Stringocéphales<br>Poudingue d'Alvaux | Calcaire récent<br>de Givet<br>à Stringocéphales              |
|             |           | EIFÉLIEN    | Poudingue de Naninne                                         | Calcaires récents<br>à Calcéophrase                           |
|             | INFÉRIEUR | COBLENCIEN  | Poudingue de Burnot                                          | Grauwacke de Burnot<br>Schistes de Burnot<br>Grès d'Andenne   |
|             |           | GÉDINNIEN   |                                                              | Schistes d'Andenne<br>Arkose d'Andenne<br>Poudingue d'Andenne |
|             |           |             | ZONE BORDIÈRE                                                |                                                               |



L'idée générale qui sera mise en lumière est que le balancement des régressions s'est ramené à deux épisodes bien distincts, les oscillations de second ordre étant négligées.

Pendant le Dévonien s'est opéré un approfondissement et un élargissement continu des géosynclinaux, tandis que régnaient sur l'aire continentale des faciès exclusivement lagunaires.

Avec le Dinantien au contraire surgit progressivement le géanticlinal de l'Europe moyenne, dont les produits de démantèlement vont combler les géosynclinaux sous la forme de sédiments schisto-gréseux (le faciès du Culm) ; les eaux chassées des fosses profondes par le comblement s'étendent sur l'avant-pays continental, où se dépose le Calcaire carbonifère.

La première phase du plissement hercynien ne se déclenche qu'après le comblement des géosynclinaux.

Reprenons l'histoire en suivant, depuis la base, l'ordre de la série stratigraphique.

L'ÉVOLUTION AU COURS DU DÉVONIEN. — Une même évolution se poursuit pendant tout le cours du Dévonien.

*Dévonien inférieur.* — Au Gédinnien le géosynclinal dévonorhénan n'apparaît encore qu'à l'état d'ébauche. Au premier retour de la mer, après le plissement calédonien, correspondent des faciès littoraux et transgressifs. Les dépôts sont localisés dans la zone axiale.

En Ardenne se trouvent les formations bien connues : poulingue de Fépin, arkose d'Haybes, schistes de Mondrepuits et schistes bigarrés d'Oignies (dont la faune indique le rattachement aux Vieux grès rouges de l'aire continentale). Dans le Massif rhénan, ce sont aussi des conglomérats, des arkoses rouges et des schistes bigarrés.

Au Coblencien la dépression géosynclinale s'accroît. Dans la zone axiale apparaissent des formations nettement bathyales, telles que les schistes du Hunsrück, dont la faune comprend des Céphalopodes, des Lamellibranches à test mince et des Astéroïdes. La zone bordière de l'aire continentale n'est au contraire occupée que par des alternances de grès et de grauackes à carac-



rière néritique et, dans la zone tout à fait littorale, par les conglomérats et les schistes rouges de Burnot.

*Dévonien moyen.* — Pendant l'Eifélien et le Givétien le géosynclinal s'approfondit et s'élargit.

Les formations profondes de la partie axiale sont représentées par les schistes à Orthocères du sud du Massif rhénan.

De part et d'autre de l'axe, les bordures de l'aire continentale et du géantoclinal de l'Europe moyenne sont occupées par des dépôts néritiques en partie zoogènes : les schistes et calcaires à Calcéoles et, plus tard, à Stringocéphales.

Dans les parties les plus littorales enfin apparaissent des sédiments grossiers, où dominent les conglomérats.

Suivons d'abord du côté nord la bordure de l'aire continentale. Nous trouvons dans l'Ardenne les poudingues rouges de Naninne et d'Alvaux ; plus à l'est les conglomérats rouges d'Aix-la-Chapelle ; en Westphalie enfin les schistes, grès et conglomérats de la Lenne, dont le caractère saumâtre et parfois lacustre est indiqué par la présence de mollusques tels que les *Amnigenia* et par des couches à plantes.

Vers le sud, le long du géantoclinal, nous rencontrons dans les Vosges les arkoses rouges à Calcéoles et les conglomérats de Champenay, puis les récifs à Stringocéphales et conglomérats de Schirmeck.

A cette même zone de bordure appartiennent les schistes néritiques à Tentaculites et les grès et conglomérats à stratification entrecroisée de la Thuringe et du Fichtelgebirge, reposant sur le Silurien.

De même en Bretagne, dans le synclinal d'Ancenis, la série dévonienne débute à ce moment par un conglomérat transgressif.

*Dévonien supérieur* (1). — C'est au Dévonien supérieur que le géosynclinal dévono-rhénan acquiert son maximum d'extension et de profondeur.

(1) La paléogéographie du Dévonien supérieur a été étudiée récemment par O. H. SCHINDEWOLF (Versuch einer Paläogeographie des europäischen Devonmeeres, *Z. D. G. G.*, 73, 1921). Mes conclusions s'éloignent beaucoup de celles de cet auteur, qui base surtout les reconstitutions qu'il propose sur l'extension actuelle des terrains primaires (qui est commandée par l'érosion et par la répartition des terrains de couverture) et non sur la répartition de leurs faciès.

Les faciès vaseux à Goniatites ne sont plus cantonnés dans la partie axiale, mais atteignent la partie méridionale de l'Ardenne (Schistes de Matagne). Vers le sud le Famennien se rencontre dans les Vosges méridionales (Chagey) et le Morvan, où l'on trouve des schistes d'un caractère relativement profond.

L'aire de répartition des Clyménies est intéressante à observer. Les Clyménies sont abondantes dans la zone axiale (dans le sud du Devon et dans le Massif rhénan), mais manquent totalement au nord sur la zone bordière de l'aire continentale (nord du Devon, Boulonnais, Ardenne); elles ont été trouvées au contraire, au sud, en plusieurs endroits de la zone géantichinale, en Bretagne (1), dans le Morvan (2), en Thuringe. Cette répartition confirme l'hypothèse maintenant admise de l'origine méditerranéenne des Clyménies, et elle semble indiquer qu'à ce moment une communication s'est largement établie entre le géosynclinal méditerranéen et le géosynclinal dévono-rhénan par dessus la cordillère médiane submergée.

Les faciès littoraux du Dévonien supérieur sont connus au sud, le long du géantichinal, dans la Bretagne méridionale (synclinal d'Anceis); ils le sont surtout au nord sur le bord de la région continentale dans l'Ardenne: roches rouges de Mazy, appartenant au Frasnien, et psammites famenniens célèbres du Condroz, qui ont livré une flore abondante.

L'ÉVOLUTION AU COURS DU DINANTIEN. — A partir du Dinantien le caractère de la sédimentation change complètement.

Dès ce moment le géantichinal de l'Europe moyenne a dû être soulevé par une première phase orogénique et démantelé aussitôt par l'érosion; les produits de sa désagrégation vont commencer à combler les géosynclinaux.

Sur la zone géantichinale se trouvent des dépôts littoraux ou des formations d'estuaire, essentiellement constitués par des grès et des schistes à végétaux et par des conglomérats. On a

(1) J. PÉNEAU. Sur la présence de Clyménies et l'extension du Dévonien supérieur dans le sud-est du massif armoricain. *C. R. A. S.*, 182, 1927, p. 70.

(2) Alb. MICHEL-LÉVY. Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Serv. Carte Géol. de la France.*, XVIII, n° 120, 1908.

donné à ce genre de dépôt le nom de Culm, par analogie avec des formations de ce nom qui se constituaient pendant cette même période en Écosse, sur le socle continental (1).

Dans la zone axiale du géosynclinal dévono-rhénan, la sédimentation est aussi détritique, mais c'est la sédimentation de matériaux fins, entraînés au loin avec de menus débris végétaux. Ces dépôts vaseux profonds sont caractérisés par une faune de mollusques à test mince, tels que *Posidonomyes* et *Goniatites*, et par l'intercalation de lits pétris de Radiolaires (2). L'association des *Posidonomyes*, des *Goniatites* et des Radiolaires dans les schistes du Culm se constate à la fois dans la zone axiale du géosynclinal dévono-rhénan (Angleterre du sud-ouest, Allemagne moyenne) et dans le géosynclinal méditerranéen (Montagne Noire). J'attribue aussi au Culm les formations à Radiolaires de la vallée de la Grande Wisches, dans les Vosges.

Dans la seconde moitié du Dinantien, les faciès gréseux envahissent aussi bien la zone axiale du géosynclinal dévono-rhénan que le géosynclinal méditerranéen (Montagne Noire). Chose intéressante à relever, aux dépôts de plus en plus littoraux du Dinantien des zones géosynclinales correspond une transgression sur l'aire continentale.

Avec le Dinantien en effet la mer envahit le continent du nord de l'Europe et y dépose, ainsi que sur la zone bordière, le Calcaire carbonifère. Il faut aller loin vers le nord, jusqu'en Écosse, pour retrouver des faciès continentaux : là une série houillère productive, le Culm proprement dit, fait suite aux dépôts lagunaires dévoniens.

Ainsi les eaux marines chassées des géosynclinaux sont allées se répandre sur une partie de l'avant-pays.

On se rappelle qu'il existe au milieu de la série dinantienne des Vosges, qui a essentiellement le faciès du Culm, une intercalation de sédiments caractérisés par la faune du Calcaire carbonifère. Le même fait se constate dans plusieurs régions de la zone

---

(1) Page 310.

(2) Page 256.

géosynclinale : il a été parfois interprété comme l'indice d'une transgression générale de la mer à la base du Viséen (1).

Il ne semble pas cependant que le fait soit partout la conséquence d'une transgression marine. Si celle-ci est évidente dans le domaine d'extension du Calcaire carbonifère, c'est-à-dire sur l'aire continentale et sur sa zone bordière, il n'en est pas de même dans les géosynclinaux. Ici en effet les niveaux néritiques à Brachiopodes sont compris entre le Culm à caractère franchement pélagique du début du Dinantien et le Culm à caractère littoral de la fin de ce même Dinantien. Ils représentent donc ici un simple et fugitif épisode du comblement des fosses. Dans les Vosges en particulier, le niveau à faune néritique est compris entre le Culm à Radiolaires et le Culm à anthracite. La transgression viséenne n'aurait donc fait sentir ses effets que sur l'aire continentale.

#### C. — ÉVOLUTION DES ZONES ISOPIQUES : LA PÉRIODE DES MOUVEMENTS OROGÉNIQUES.

APERÇU GÉNÉRAL. — L'époque Dinantienne nous conduit jusqu'au comblement du géosynclinal hercynien. Les époques suivantes nous feront assister à la surrection de la chaîne, qui connaît un succès divers dans les différentes zones isopiques.

Celles-ci présentent d'ailleurs, à ce point de vue, des caractères nettement tranchés.

1° La première zone, correspondant à l'aire continentale du nord de l'Europe, n'a été que peu ou pas affectée par le plissement hercynien.

2° Plus au sud, dans la région qui coïncide avec la zone bordière de l'aire continentale des plissements se sont manifestés au sommet du Houiller.

---

(1) G. DELÉPINE. La transgression de la mer carboniférienne et les modifications de la faune au début du Viséen dans l'Europe occidentale. *Comptes-rendus de la XIII<sup>e</sup> Session du Congrès géologique international à Bruxelles, 1922*, p. 609.

3° Dans le géosynclinal hercynien, les mouvements orogéniques se sont déclenchés et ont atteint leur paroxysme dès la fin du Dinantien.

SUCCESION DES PHASES OROGÉNIQUES. — L'histoire du plissement hercynien dans les trois régions considérées peut être résumée dans les quelques traits qui suivent.

Pour qu'elle soit complète on admet ici, selon la manière de voir de E. ARGAND, que la lente surrection des cordillères géantichinales constitue la première manifestation, l'embryon de la tectonique définitive.

C'est l'époque dinantienne qui a vu se produire la surrection de la cordillère, le soulèvement continu du géantichinal de l'Europe moyenne et simultanément le comblement progressif des géosynclinaux par les matériaux provenant de la désagrégation de l'antichinal.

Au moment où au Dinantien succède le Houiller, les mouvements prennent brusquement une allure paroxysmale : dans toute la zone géosynclinale la chaîne hercynienne se plisse et s'élève.

En avant de la chaîne, sur l'emplacement de la zone bordière de l'aire continentale une ride se creuse qui, véritable géosynclinal secondaire, devient le réceptacle des produits de l'érosion de la terre nouvellement soulevée. C'est le bassin houiller franco-belge, avec son prolongement en Angleterre et en Westphalie. Il contient d'énormes épaisseurs de sédiments, d'abord franchement marins et stériles (Houiller sans houille), puis continentaux et productifs (Westphalien supérieur).

Des rides analogues apparaissent aussi dans la partie de la chaîne déjà plissée au Dinantien et partiellement abrasée dès le Houiller, la partie qui correspond à l'ancien géantichinal. Ce sont les bassins de la Sarre, des Vosges, du Massif Central, où les couches productives reposent en discordance sur les formations antérieures. A la différence du bassin franco-belge, aucune influence marine ne s'y fait sentir.

Ce régime qui s'est prolongé jusqu'à la fin du Stéphanien est alors interrompu par une nouvelle phase de plissement. Celle-ci, nous l'avons vu dans les Vosges, n'affecte pas beaucoup le socle déjà rigide de la chaîne dinantienne. Mais plus au nord ses effets sont violents. La dépression houillère franco-belge est comprimée contre l'avant-pays brabançon et se plisse à son tour : c'est alors que le bassin de Dinant est refoulé en nappe, le long de la Faille du midi, jusque sur le bassin de Namur.

A ce moment les grands mouvements orogéniques prennent fin. La chaîne hercynienne ne sera plus affectée désormais que par des mouvements posthumes d'importance purement locale et de moindre amplitude, dont les effets se feront sentir jusqu'au cours du Permien.

#### D. — COMPARAISON DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE ET DE LA CHAÎNE ALPINE.

LES ZONES ISOPIQUES. — Il nous est possible de comparer maintenant les Hercynides aux Alpes, et de chercher un complément de lumière dans cette comparaison.

A côté de la vaste chaîne primaire dont nous ne connaissons que des ruines démantelées et disséminées à travers l'Europe, les Alpes nous apparaissent presque minuscules, mais le plan en est encore intact.

L'une et l'autre chaîne ont passé par les mêmes phases constructives, et elles y ont acquis une même charpente ; aussi le parallélisme se poursuit-il sans peine, par exemple entre les Hercynides de l'Europe Centrale et les Alpes occidentales françaises, pour qui ne se laisse pas troubler par la formidable différence d'échelle.

C'est d'abord la même disposition des zones isopiques. Le géanticalinal hercynien de l'Europe moyenne a pour homologue le géanticalinal alpin du Briançonnais. L'un et l'autre séparent une avant-fosse confinant à l'aire continentale, d'un géosynclinal plus vaste et plus profond. L'avant-fosse est là le géosynclinal



dévono-rhénan, ici le géosynclinal dauphinois ; la fosse interne plus profonde est pour la chaîne primaire le géosynclinal méditerranéen, pour la chaîne alpine le géosynclinal piémontais.

Les faciès des terrains sont aussi comparables dans les zones isopiques similaires.

Les brèches et les récifs jurassiques de la cordillère briançonnaise ont pour symétrique les brèches et récifs dévoniens du géantoclinal de l'Europe moyenne. Les uns et les autres font contraste avec les sédiments vaseux des géosynclinaux, marnes, argiles et schistes à Ammonites lisses ou schistes à Goniatites et Orthocères, Flysch ou Culm.

C'est maintenant un lieu commun que la comparaison du Flysch et du Culm (1). L'un et l'autre terrain sont formés de sédiments de même nature et de même origine : des grès et des schistes qui ont comblé les géosynclinaux. Ici comme là ils témoignent d'une recrudescence de l'activité volcanique contemporaine de leur dépôt : les grauwaackes des Vosges sont l'exact équivalent pétrographique des grès à éléments volcaniques si abondants dans le Flysch, et dont les plus connus sont les grès de Taveyannaz.

LES PHÉNOMÈNES OROGÉNIQUES. — Le parallélisme se manifeste également dans les phases de plissement.

La phase paroxysmale postnummulitique reproduit la phase paroxysmale postdinantienne : toutes deux n'affectent que la région purement géosynclinale, et font surgir une chaîne à tectonique complexe, où les nappes de charriage jouent un rôle grandiose.

En avant de la région plissée se creuse une ride en bordure de l'avant-pays, c'est pour la chaîne hercynienne le bassin houiller franco-belge et pour les Alpes la dépression molassique.

Ces fosses secondaires comblées à leur tour par les produits de désagrégation de la chaîne soulevée, une seconde phase oro-

---

(1) Cette analogie semble avoir été constatée pour la première fois en 1916 par DEECKE (Geologie von Baden). Voir aussi P. LOBY [216].



génique se déclenche plus faible que la première. Les plissements pontiens sont ainsi l'analogue des plissements houillers.

Dans les deux cas aussi le style tectonique est le même : les terrains secondaires de la zone subalpine et du Jura sont refoulés sur le Néogène, comme le Dévonien et le Dinantien l'ont été sur le Houiller. Les recouvrements, constatés dans le Jura au tunnel de Hauenstein et à Ambérieu-en-Bugey, correspondent à la nappe du Condroz dans l'Ardenne.

Les grands charriages qui affectent jusqu'au tréfond cristallin et qui sont caractéristiques de la zone interne des Alpes, ont pour analogue les charriages reconnus dans la crête géantichinale de la chaîne hercynienne dans le Massif central et les Vosges, en Allemagne moyenne et en Bohême (1).

Cette répartition nous permet déjà de soupçonner que se vérifie, ici comme là, la loi de HAUG qui veut que les vraies nappes de charriage, à flanc inverse étiré et à grand déplacement horizontal, s'enracinent sur les géantichinaux.

Le métamorphisme lui-même affecte les Alpes et les Hercynides de façon comparable.

Le métamorphisme régional alpin a fait sentir ses effets uniquement dans les géosynclinaux. Le métamorphisme régional hercynien a agi sur les terrains les plus profondément enfouis du géosynclinal dévono-rhénan dans la région de Bastogne ; il a modifié (mais avec une intensité plus grande) les vieux terrains du géosynclinal méditerranéen dans la Mortagne Noire.

Les roches massives, que ce soient les granites hercyniens ou les tonalites alpines, sont sans relation avec le métamorphisme

---

(1) On a comparé les nappes du Briançonnais à celles du Condroz. Il me semble au contraire que l'équivalent des zones géantichinales internes alpines doit être cherché dans le géantichinal de l'Europe moyenne. Des charriages importants y ont été signalés par P. TERMIER, G. FRIEDEL, MOURET, BLONDEL, DEMAY et RAGUIN dans le Massif Central, JUNG dans les Vosges, F. E. SUESS, von SEIDLITZ, KOSSMAT et autres dans l'Allemagne moyenne et en Bohême.

général : elles apparaissent après la première phase de plissement, coupant les lignes directrices marquées par celle-ci dans la structure de l'ensemble de la chaîne.

Ainsi se vérifie, et même sous les rapports les plus divers, l'unité de plan que Marcel Bertrand avait déjà pressentie dans l'édification de toutes les chaînes de montagnes.

## 2. LES VOSGES HERCYNIENNES.

---

LES VOSGES DANS L'HISTOIRE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE. — Revenons, après avoir considéré l'ensemble de la chaîne hercynienne, à ce fragment qu'en est notre petit massif vosgien.

Les vicissitudes de son histoire ne nous paraîtront plus maintenant comme des singularités ou des anomalies, mais au contraire comme des événements logiquement rattachés à l'évolution de l'ensemble dont le massif fait partie.

La série anté-dévonienne des Vosges est le socle fondamental, le matériel ancien qui, par ses mouvements séculaires, sera la cause des transgressions et des régressions marines et des phases orogéniques.

La série dévono-dinantienne répond au matériel neuf qu'utilise la phase constructive hercynienne.

Placé au flanc nord du géanticlinal de l'Europe moyenne, le massif vosgien est d'abord, au Dévonien inférieur, le siège d'une activité volcanique intense. Au Dévonien moyen, il est atteint par la marée montante de la transgression sédimentaire qui déborde du géosynclinal ; aux coulées et aux tufs viennent se mêler des conglomérats, des grès, et aussi des récifs. Puis la transgression s'accentue et le Dévonien supérieur transporte plus loin au sud les faciès littoraux : dans la région de Belfort, ce niveau est encore représenté par des schistes de caractère uniforme.

Le dépôt du Culm est l'époque du comblement du géosynclinal.

Dès le début, c'est-à-dire dès le Tournaisien, les premiers symptômes du plissement se manifestent ; la cordillère géanticlinale se soulève, et les fleuves qui s'en écoulent jettent à la mer des masses énormes de sédiments. Placées à mi-chemin entre les

régions émergées et les grandes profondeurs marines, les Vosges sont soumises à une sédimentation dans laquelle dominent, suivant les circonstances, les dépôts gréseux terrigènes ou les fines vases pélagiques : les grès à végétaux se mêlent aux schistes à Radiolaires.

Pendant le Viséen, le comblement est assez avancé pour que le faciès néritique et littoral domine. Il est ici représenté par des conglomérats, grès, schistes et tufs contenant du Calcaire carbonifère ; dans la partie tout à fait supérieure du Culm ce sont des dépôts de deltas ou d'estuaires fluviatiles, contenant les restes d'une végétation splendidement épanouie.

Les plissements se déclenchent vers la fin du Dinantien. Des nappes, qui emportent à la fois le Culm, le Dévonien et les schistes cristallins, glissent les unes sur les autres, s'étirent en lames et s'empilent. C'est une épaisse carapace sous laquelle les masses granitiques s'élèvent; et dans leur mouvement d'intrusion elles découpent les plis qui viennent de se former. Une seconde phase orogénique survient qui entraîne aussi les granites; élevés maintenant au-dessus du niveau général des mers, ils deviennent à leur tour la proie d'une violente érosion.

La série permo-houillère retrace l'histoire de la destruction de la chaîne. Les conglomérats du Westphalien reposent déjà sur les granites rabotés par l'érosion. La pénéplanation s'achève au Stéphanien et au Permien, à peine troublée par des gauchissements ou des cassures du sol, réaction lointaine des plissements du bassin franco-belge.

Les Vosges hercyniennes aplanies sont enfin recouvertes par les strates uniformes des terrains secondaires : elles ne seront exhumées qu'à l'époque tertiaire, par l'effet des grands plis de fond qui feront tressaillir l'avant-pays alpin.

---

## BIBLIOGRAPHIE

---



LISTE DES TRAVAUX CONCERNANT LA GÉOLOGIE  
DES VOSGES (1)

---

Abréviations utilisées :

- C. R.            *Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences.*  
 B. S. G. F.    *Bulletin de la Société Géologique de France.*  
 C. R. S. S. G. F. *Compte-rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France.*  
 B. A. L.       *Bulletin du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine.*  
 M. E. L.       *Mitteilungen der Geologischen Landesanstalt von Elsass-Lothringen.*  
 A. E. L.       *Abhandlungen der Geologischen Landesanstalt von Elsass-Lothringen.*  
 Z. D. G. G.    *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.*  
 N. J.           *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie.*

Les tome, année de publication et page sont indiqués de la manière suivante :  
 XXIV, 1926, 476.

---

1. GUETTARD et LAVOISIER. Observations sur la concession de houille de Saint-Hippolyte. *Mémoires de l'Académie des Sciences*, Paris, 1778, 416.
2. MONNET. Examen d'une sorte de pierre spathique inconnue observée en 1774 à Sainte-Marie-aux-Mines. *Journal de Physique*, XIII, 1778, 416.
3. MONNET. Atlas minéralogique de la France, 1780.
4. DE SIVRY. Journal des observations minéralogiques faites dans une partie des Vosges et de l'Alsace. Société Royale des Sciences, Belles-Lettres et Arts de Nancy, 1782.
5. DE DIETRICH. Description des gîtes de mineral, forges, salines, etc. de la Haute et Basse Alsace. Paris, 1789.

---

(1) La présente liste bibliographique contient les références aux seuls travaux qui intéressent directement la géologie des Vosges hercyniennes; aux autre sont été cités dans les notes infrapaginales.



6. DOLOMIEU. Note sur la géologie et la lithologie des Vosges. *Journal des Mines*, VII, 1798, 213 et 243.
7. GRAFFENAUER. Essai d'une minéralogie économique et technique des départements du Haut et du Bas-Rhin. 1806.
8. OBERLIN. Description géognostique, économique et médicale du Ban-de-la-Roche. Strasbourg, 1806.
9. CALMELET. Essai sur les roches cornéennes. *Journal des Mines*, XXXV, 1814, 241.
10. ÉLIE DE BEAUMONT. Notice sur les mines de fer et les forges de Framont et de Rothau. *Annales des Mines*, VII, 1822, 522.
11. VON EYNHAUSEN, VON DECHEN, VON LA ROCHE. Geognostische Umriss der Rheinländer zwischen Basel und Mainz, Essen, 1825.  
Traduction française de la partie comprenant les formations antérieures au Grès des Vosges, par GAUDEL DE BRUYÈRES, dans *Annales de la Soc. d'Émul. des Vosges*, III, 1837.
12. ÉLIE DE BEAUMONT. Mémoire sur les différentes formations qui, dans les Vosges, séparent la formation houillère de celle des Lias. *Annales des Mines*, I, 1827, 405.
13. ÉLIE DE BEAUMONT. Mémoires pour servir à une description géologique de la France. Paris, 1828.
14. VOLTZ. Topographie minéralogique de l'Alsace. 1828.
15. HOGARD. Mémoire sur le gisement des roches des Vosges. *Bull. Soc. d'Émul. des Vosges*, 1829.
16. THIRRIA. Carte géologique du département de la Haute-Saône. 1830.
17. DUFRÉNOY et ÉLIE DE BEAUMONT. Mémoires pour servir à une description géologique de la France. Paris, I, 1830, 184.
18. HESSELAT. Carte géologique des Vosges entre Belfort et Wissembourg. Strasbourg, 1830.
19. VOLTZ. Carte géologique du département du Haut-Rhin. Statistique générale du département du Haut-Rhin, 1833.
20. THIRRIA. Statistique minéralogique du département de la Haute-Saône. Besançon, 1833.
21. ROZET. Notice géologique sur la région granitique de la chaîne des Vosges. *B. S. G. F.*, 1<sup>re</sup> sér., III, 1833, 130-141.
22. ÉLIE DE BEAUMONT. Sur les gîtes de fer de Framont. *B. S. G. F.*, 1<sup>re</sup> sér., III, 1833, 249.
23. ROZET. Description géologique de la partie méridionale de la chaîne des Vosges. Paris, 1834.
24. ROZET. Sur les terrains anciens de la chaîne des Vosges. *B. S. G. F.*, 1<sup>re</sup> sér., IV, 1834, 129-144.

25. Réunion extraordinaire à Strasbourg de la Société Géologique de France. *B. S. G. F.*, 1<sup>re</sup> sér., VI, 1834, 6.
26. ROZET. Relations entre les roches cristallines des Alpes et celles des Vosges. *B. S. G. F.*, 1<sup>re</sup> sér., VI, 1835, 9.
27. ROZET. Carte géognostique de la partie méridionale des Vosges. Paris, 1835.
28. HOGARD. Tableau minéralogique des roches des Vosges. *Annales Soc. d'Émul. des Vosges*, II, 1835, 347.
29. HOGARD. Description minéralogique et géologique des régions granitiques et arénacées du système des Vosges. Epinal, 1837.
30. PUTON. Métamorphoses et modifications des roches des Vosges. *Congrès Scientifique de France*, Metz, 1837.
31. ROZET. Sur la « Description du système des Vosges » de Hogard. *B. S. G. F.*, 1<sup>re</sup> sér., VIII, 1837, 185.
32. ROZET. Analogie des roches éruptives et cristallines d'entre Loire, Saône et Rhône, avec celles des Vosges. *B. S. G. F.*, 1<sup>re</sup> sér., VIII, 1837, 126.
33. DUFRÉNOY et ÉLIE DE BEAUMONT. Carte géologique de la France au 500 000<sup>e</sup>. Paris, 1840.
34. DUFRÉNOY et ÉLIE DE BEAUMONT. Explication de la Carte géologique de la France, rédigée sous la direction de M. Brochant de Villiers. Paris, 1841, Les Vosges, I, chap. V, 267.
35. DE BILLY. Description des différents gisements du minerai de fer de Framont et de Rothau. *L'Institut*, IX, 1841.
36. DAUBRÉE. Les porphyres de la vallée de la Bruche. *L'Institut*, XI, 1843, 166.
37. DAUBRÉE. Sur la présence de l'axinite dans une roche fossilifère des Vosges. *C. R.*, XVIII, 870; *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., I, 1844, 408.
38. HOGARD. Esquisse géologique du Val d'Ajol. *Ann. Soc. d'Émul. des Vosges*, IV, 1841, 351, et V, 1845, 661.
39. HOGARD. Aperçu sur la constitution minéralogique et géologique du département des Vosges. *Statistique générale du département des Vosges*, 1845.
40. HOGARD. Carte géologique des Vosges. 1845.
41. HOGARD. Carte, croquis et coupes pour servir à l'explication de la constitution géologique des Vosges. Épinal, 1846.
42. FOURNET. Résultats d'une exploration géologique dans les Vosges. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., IV, 1846, 220.
43. PUTON. Note sur le leptynite dans les Vosges. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., IV 1847, 1395.

44. MOUGEOT. Note sur un porphyre quartzifère des Vosges. *Annales Soc. d'Émul. des Vosges*, VI, 1847, 454.
45. HOGARD. Note sur la serpentinite des Vosges. *Annales Soc. d'Émul. des Vosges*, VI, 1847, 421.
46. DELESSE. Sur le chrysotile des Vosges. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., IV, 1847, 1461.
47. DELESSE. Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges. *Annales des Mines*, 4<sup>e</sup> sér., XII, 1847, 195 et 283.
48. DELESSE. Porphyre de Ternuay. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., IV, 1847, 1461.
49. DELESSE. Notice sur les caractères de l'arkose dans les Vosges. *Annales des Mines*, 4<sup>e</sup> sér., XV, 1847, 108.
50. DELESSE. Sur la constitution minéralogique et chimique de la syénite des Ballons dans les Vosges. *C. R.*, XXV, 1847, 103.
51. DELESSE. Relations entre la constitution et l'âge des roches des Vosges. *L'Institut*, XV, 1847, 80.
52. ÉLIE DE BEAUMONT. Sur les systèmes de montagne les plus anciens de l'Europe. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., IV, 1847, 164.
53. PUTON. Rapport sur les roches des Vosges. *Ann. Soc. Emul. des Vosges*, VI, 1848.
54. DELESSE. Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges. La syénite des Ballons. *Annales des Mines*, 4<sup>e</sup> sér., XIII, 1848, 667.
55. DE BILLY. Carte géologique au 80 000<sup>e</sup> du département des Vosges. Paris, 1848.
- 55<sup>bis</sup>. DAUBRÉE. Sur l'existence de couches de transition appartenant à deux systèmes autour du massif du Champ-du-Feu. *C. R.*, XXIX, 1849, 14.
56. DELESSE. Notice sur une roche porphyrique à base de feldspath andésine intercalée dans le terrain de transition de Chagey. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., VI, 1849, 383.
57. DELESSE. Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges. Euphotide d'Oderen, diorites de Pont-Jean et de Faymont, aphanite de Saint-Bresson, porphyre de Schirmeck. *Annales des Mines*, 4<sup>e</sup> sér., XVI, 1849, 367.
58. DELESSE. Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges. Pegmatite à tourmaline de Saint-Étienne. *Annales des Mines*, 4<sup>e</sup> sér., XVI, 1849, 97.
59. DELESSE. Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges. Porphyre quartzifère. *Annales des Mines*, 4<sup>e</sup> sér., XVI, 1849, 233.

60. CARRIÈRE. Recherches sur la minéralogie des anciens gîtes métallifères de Sainte-Marie-aux-Mines. *Annales Soc. d'Émul. des Vosges*, VII, 1850.
61. CARRIÈRE. Recherches sur la chaux carbonatée des Vosges. *Mémoires Soc. Hist. Nat. Strasbourg*, 1850.
62. DELESSE. Recherches sur le kersanton et sur quelques roches de la même famille. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., VII, 1850, 704.
63. DELESSE. Mémoire sur la constitution chimique et minéralogique des roches des Vosges. Serpentes des Vosges. *Annales des Mines*, 4<sup>e</sup> sér., 1850, XVIII, 309.
64. DELESSE. Notice sur la constitution du mélaphyre. *Mém. Soc. Hist. Strasbourg*, IV, 1850, 153.
65. DAUBRÉE. Notice sur les filons de fer de la région méridionale des Vosges. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., VII, 1850, 650.
66. COLOMB. Notice sur le granite du Ballon de Guebwiller et sur la serpentine d'Oderen. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., VII, 1850, 291.
67. DELESSE. Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges. Diorites de Fondromé et de Rothau, diorites micacées, kersantites. *Annales des Mines*, 4<sup>e</sup> sér., XIX, 1851, 149.
68. DELESSE. Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges. Calcaire saccharoïde du gneiss. *Annales des Mines*, 4<sup>e</sup> sér., XX, 1851, 141.
69. DAUBRÉE. Note sur la présence de zircons dans les granites et syénites des Vosges. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., VIII, 1851, 341.
70. DELESSE. Sur la pyroméride des Vosges. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., IX, 1852, 175.
71. DELESSE. Sur les variations des roches granitiques. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., IX, 1852, 464.
72. DELESSE. Recherches sur les roches à structure globuleuse. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., IX, 1852, 139.
73. DELESSE. Sur l'origine de la pyrosclérite. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., IX, 1852, 139.
74. DELESSE. Sur les calcaires cristallins. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., IX, 1852, 120.
75. DELESSE. Sur les calcaires cristallins et notamment sur les calcaires du gneiss. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., IX, 1852, 133.
76. DAUBRÉE. Description géologique et minéralogique du département du Bas-Rhin. Strasbourg, 1852.
77. CARRIÈRE. Description des principales espèces minérales composant les roches cristallines des Vosges. *Annales Soc. d'Émul. des Vosges*, VIII, 1852, 187; 1853, 100; 1854, 89.

78. DELESSE. Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges ; le granite. *Annales des Mines*, 5<sup>e</sup> sér., III, 1853, 369.
79. DELESSE. Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges. Grauwacke métamorphique. *Annales des Mines*, 5<sup>e</sup> sér., III, 1853, 747.
80. KOECHLIN-SCHLUMBERGER. Sur la grauwacke métamorphique de Thann. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., XI, 1854, 89.
81. COLLOMB. Observations au mémoire de M. Kœchlin-Schlumberger sur la grauwacke métamorphique de Thann. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., XI, 1854, 103.
82. FOURNET. De l'extension des terrains houillers en France, *Mém. Acad. Lyon. Cl. Sciences*, V, 1855, 114.
83. DELESSE. Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges. Minette. *Annales des Mines*, 5<sup>e</sup> sér., X, 1856, 517.
84. DAUBRÉE. Existence du sphène dans le gîte ferrifère de Framont. *L'Institut*, XXV, 1857, 38.
85. DELESSE. Recherches sur l'origine des roches. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., XV, 1858, 728.
86. KOECHLIN-SCHLUMBERGER et SCHIMPER. Mémoire sur le terrain de transition des Vosges. Strasbourg, 1862.
87. LESSLIN. Liste des minéraux et des roches de la vallée de Lièpvre. *Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar*, V, 1864, 97.
88. KOECHLIN-SCHLUMBERGER et DELBOS. Description géologique et minéralogique du Haut-Rhin. Colmar, 1866.
89. CHEVILLARD. Trilobites du Dévonien du Mont de la Revenue. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., XXIV, 1866, 124.
90. PARISOT. Découverte du Dévonien au Mont de la Revenue. *Bull. Soc. d'Émul. Montbéliard*, II, 1866, 519.
91. BLEICHER. Essai d'une géologie comparée des Pyrénées, des Vosges et du Plateau Central. *Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar*, 1870, 353.
92. KNOPP. Über Pyrosclerit aus dem Kalksteinbruch von Saint-Philippe bei Markirch. *Sitz. des Oberrhein. Geol. Ver.*, 1874.
93. MICHEL-LÉVY. Note sur une classe de roches éruptives intermédiaires entre les granites porphyroïdes et les porphyres granitoïdes (Groupe des granulites). *B. S. G. F.*, 3<sup>e</sup> sér., II, 1874, 177.
94. WEIGAND. Die Serpentinien der Vogesen. *Tschermaks Miner. Mitteilungen*, 1875, 183.
95. GERHARD. Geognostische Mitteilungen aus dem Gebweilertal, Colmar, 1875-77.
96. MUELLER. Vorkommen von Quarzitgneissen und Granuliten in den Vogesen. *Verh. Naturf. Ges. Basel*, VI, 1875, 270.

97. MICHEL-LÉVY. Mémoire sur les divers modes de structure des roches éruptives, étudiées au microscope. *Annales des Mines*, 7<sup>e</sup> sér., VIII, 1875, 337.
98. ROSENBUSCH. Einige Mittheilungen über Zusammensetzung und Structur granitischer Gesteine. *Z. D. G. G.*, XXVIII, 1876, 369.
99. BENECKE und ROSENBUSCH. Chronologischer Überblick der mineralogischen und geologischen Litteratur über die Reichslande Elsass-Lothringen. *A. E. L.*, I, 1877.
100. PARISOT. Description géologique et minéralogique du territoire de Belfort. *Mém. Soc. Belfortaine d'Émulation*, 1877.
101. ROSENBUSCH. Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. *A. E. L.*, I, 1877.
102. GROTH. Das Gneissgebiet von Markirch im Ober-Elsass. *A. E. L.*, I, 1877, 395.
103. BENECKE. Abriss der Geologie von Elsass-Lothringen. Strassburg, 1878.
104. COHEN. Kersantit von Laveline. *N. J.*, 1879, 858.
105. BOULAY. Recherches sur le terrain houiller des Vosges. *Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar*, XX, 1879, 1.
106. GERHARDT. Geognostisch-petrographische Beschreibung aus dem Gebweilerthal. Gebweiler, 1880.
107. MOUGEOT. Géologie du département des Vosges. *Annuaire des Vosges*, 1880.
108. VON LASAULX. Über Umrindung von Granat, u. s. w., *Verh. des nat. Vereins Preuss. Rheinl. u. Westfalen*, XXXIX, 1882, 114.
109. COHEN. Bemerkung über den Rutil im Phlogopit von Markirch. *N. J.*, II, 1882, 194.
110. BLEICHER. Découverte du Carbonifère marin en Haute Alsace. *C. R.*, XCIV, 1882, 466.
111. BLEICHER. Le Carbonifère marin en Alsace. *B. S. G. F.*, 3<sup>e</sup> sér., X, 1882, 346.
112. BLEICHER et MIEG. Sur le Carbonifère marin de la Haute Alsace; découverte de ses relations avec le Culm, ou Carbonifère à plantes. *C. R.*, XCIV, 1882, 1739.
113. BLEICHER et MIEG. Note sur le Carbonifère marin de la Haute Alsace. *B. S. G. F.*, 3<sup>e</sup> sér., X, 1882, 504.
114. BLEICHER. Terrain carbonifère marin de la vallée de la Bruche. *Bull. Soc. Sc. Nancy*, VI, 1882, 33.
115. RENCKER. Le terrain carbonifère de la Haute Alsace. *Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar*, XXII, 1882, 241.
116. BLEICHER. et MIEG. Découverte du Culm dans la vallée de la Bruche. *C. R.*, XCVI, 1883, 73.

117. COHEN. Über einige Vogesengesteine. *N. J.*, 1883, I, 199.
118. VÉLAIN. Recherches dans la région méridionale des Vosges. *B. S. G. F.*, 3<sup>e</sup> sér., 1883, XI, 512.
119. BLEICHER et MIEG. Note sur la paléontologie du terrain carbonifère de la Haute Alsace. *B. S. G. F.*, 3<sup>e</sup> sér., XII, 1884, 107.
120. LEBRUN. Mémoire sur l'âge des roches des Vosges. *Ann. Soc. Émul. des Vosges*, 1884.
121. MEYER. Beitrag zur Kenntnis des Kulm in den südlichen Vogesen. *A. E. L.*, III, 1884, 75.
122. MERIAN. Studien an Gesteinbildenden Pyroxenen. *N. J.*, B. Bd. III, 1885, 252.
123. BLEICHER et MIEG. Sur le Carbonifère marin en Haute Alsace. *B. S. G. F.*, 3<sup>e</sup> sér., XIII, 1885, 413.
124. VÉLAIN. Le Permien dans la région des Vosges. *B. S. G. F.*, 3<sup>e</sup> sér., XIII, 1885, 536.
125. MICHEL-LÉVY et LACROIX. Sur les minéraux du groupe de la humite des calcaires métamorphiques de diverses localités. *Bull. Soc. Franç. Minéralogie*, IX, 1886, 81.
126. BLEICHER. Guide du géologue en Lorraine. Paris, 1887.
127. VÉLAIN. Le Carbonifère dans les Vosges septentrionales. *C. R.*, CIV, 1887, 1861.
128. BLEICHER. Sur la découverte du Carbonifère à fossiles marins et à plantes aux environs de Raon-sur-Plaine. *C. R.*, CV, 1887, 1081.
129. VÉLAIN. Le Carbonifère dans la région des Vosges. *B. S. G. F.*, 3<sup>e</sup> sér., XV, 1887, 703.
130. VAN WERVEKE. Über einige Verwerfungen in den mittleren Vogesen. *M. E. L.*, I, 1887, 108.
131. OSANN. Beitrag zur Kenntnis der Labradorporphyre der Vogesen. *A. E. L.*, III, 1887, 90.
132. COHEN. [Notes sur la pétrographie des Vosges]. *N. J.*, II, 1887, 178.
133. BONNEY. Note on specimens of the Raumentals serpentine. *Geol. Magazine*, 1887, 65.
134. GRENVILLE A.-J. COLE. The rhyolit of Wuehnheim. *Geol. Magazine*, 1887, 299.
135. VAN WERVEKE. Geognostische Untersuchung der Umgegend von Rappoltsweiler. *M. E. L.*, I, 1888, 179.
136. JACCKEL. Über Mitteldevonische Schichten im Breuschthal. *M. E. L.*, I, 1888, 239.
- 136<sup>bis</sup> CARRIÈRE. Études et observations sur les roches des Vosges. *Bull. Soc. Philomathique vosgienne*, Saint-Dié, 1889, 73.



137. COHEN. Das obere Weilertal. *A. E. L.*, III, 1889.
- 137<sup>bis</sup> CHENUT. Sur un phénomène de métamorphisme observé dans les Vosges. *Bull. Soc. Sciences Nancy*, II, 1890, 1.
138. BENECKE und VAN WERVEKE. Über das Rotliegende der Vogesen. *M. E. L.*, III, 1890, 45.
- 138<sup>bis</sup> CHENUT. Note sur les schistes de Steige. *Bull. Soc. Sciences Nancy*, III, 1891, 1.
139. DEECKE. Der Granitstock des Elsässer Belchen in den Südvogesen. *Z. D. G. G.*, XLIII, 1891, 839.
140. BENECKE. Bericht über einen Ausflug nach Rappoltsweiler. *Z. D. G. G.*, XLIV, 1892, 573.
141. BUECKING. Grauwackenzug im Hochfeld. *M. E. L.*, III, 1892, page II.
142. LINCK. Aufnahmen im oberen St-Amarintal. *M. E. L.*, III, 1892, page XL.
143. LINCK. Geognostische Beschreibung des Talhorns im Amarinertal. *M. E. L.*, IV, 1893, 1.
144. VAN WERVEKE. Gliederung und Lagerung des Grauwackengebirges im St-Amarintal. *M. E. L.*, III, 1892, page XIV.
145. VAN WERVEKE. Ausflug in das Rotliegende bei Gebweiler und in das Grauwackengebirge des Oberelsass. *Z. D. G. G.*, LXIV, 1892, 587.
146. LINCK. Schichtenfolge und Serpentin am Talhorn bei Felleringen, geologische Verhältnisse zwischen Krüth und Felleringen. *M. E. L.*, IV, 1894, Page L.
147. BENECKE und BUECKING. *Calceola sandalina* im oberen Breuschtal. *M. E. L.*, IV, 1894, 105.
148. VAN WERVEKE. Vergleich zwischen dem Kulm der Vogesen und dem des Harzes, Kulm am Talhorn. *M. E. L.*, IV, 1894, p. XLIV, L.
149. TORNQVIST. Vorläufige Mittheilungen über neue Fossilfunde im Unterkarbon des Oberelsass. *M. E. L.*, IV, 1896, 97.
150. TORNQVIST. Das fossilführende Unterkarbon am östlichen Rossbergmassiv in den Südvogesen. *A. E. L.*, V, 1895—96—97.
151. BUECKING. Bericht für 1896. *M. E. L.*, IV, 1896, page LXXXVI.
152. VAN WERVEKE. Kulm im Amarinertal. *M. E. L.*, IV, 1886, page XCV.
153. VAN WERVEKE. Bemerkungen zu einigen Profilen durch geologisch wichtige Gebiete des Elsass. *M. E. L.*, IV, 1896, 73.
154. BUECKING. Devon im Breuschtal, Kambrium im Weilertal. *M. E. L.*, IV, 1896, page LXXXIII.
155. RAISIN. On the nature of the Rauhenthal serpentine. *Quart. Journ. Géol. Soc.*, LIII, 1897, 246.

156. VAN WERVEKE. Überblick über den geologischen Bau der Umgegend von Rappoltsweiler. *Mitt. Philomat. Ges. Els. Lothr.*, V, 1897, 1.
157. VAN WERVEKE. Kulm im Amarinertal, Steinbruch bei Bitschweiler. *M. E. L.*, IV, 1898, pages XCIII, CIII.
158. BUECKING. Geologie von Elsass-Lothringen. *Das Reichsland Elsass-Lothringen*, Strassburg, 1898.
159. BLEICHER. Sur la découverte de Grapholithes dans les poudingues du Grès Vosgien des environs de Raon-l'Étape. *C. R.*, CXXVII, 1898, 1235.
160. BUECKING. Oberes Breuschtal: Grauwacke bei Wisch, Devon, Verwerfungen; Lebertal: Verwerfungen, Leberauer Grauwacke, Karbon bei Eckerich, Gneiss; Kohlen bei Diedolshausen, Graphit im Gneiss. *M. E. L.*, IV, 1896, p. LXXXIII.
161. BRUHNS. Lebertal: Kammgranit, Ausscheidungen und Trümmergesteine, *M. E. L.*, IV, 1898, p. CLX, CLXIII.
162. BRUHNS. Kersantitgänge und Quarzporphyre bei Markkirch, *M. E. L.*, IV, 1898, pages CXXIX, CXXXII.
163. BRUHNS. Augengneiss bei St. Kreuz. *M. E. L.*, V, 1898, p. V.
164. BRUHNS. Über Granit- und Gneiss-Vorkommen mit besonderer Berücksichtigung des Vorkommens in den Vogesen. *Mitt. Philomat. Ges. Els. Lothr.*, VII, 1899, 133.
165. VÉLAIN. Comptes-rendus des collaborateurs; feuille de Lure. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* X, n° 69, 1898, 130.
166. BRUHNS. Mitteilungen über das Gneiss- und Granitgebiet nördlich von Markkirch. *M. E. L.*, V, 1899, 1.
167. BENECKE, BUECKING, SCHUMACHER und VAN WERVEKE. Geologischer Führer durch das Elsass. Berlin 1900.
168. LACROIX. Sur quelques cas de production d'anatase par voie secondaire. *Bull. Soc. Fr. Minér.*, XXIV. 1901, 425.
169. VAN WERVEKE. Über einige Granite der Vogesen. *M. E. L.* V, 1903, 347.
170. BRUHNS. Mitteilungen aus dem Gneissgebiet des oberen Weilertals. *M. E. L.*, V, 1903, 343.
171. LINDEMANN. Vorkommen von körnigen Carbonatgesteinen. *N. J.*, Bl. Bd. XIX, 1904, 209.
172. VAN WERVEKE. Zur Geologie der mittleren Vogesen und der Umgebung von Kaysersberg. *Mitt. Philomat. Ges. Els. Lothr.*, XIII, 1905, 209.
173. BONNEY and RAISIN. The microscopical structure of minerals constituting serpentinite. *Quart. Journ. Geol. Soc.* LXI, 1905, 690.
174. UNGEMACH. Die Erzlagerstätten des Weilertals. *M. E. L.*, VI, 1907, 48.
175. DURR. Die Mineralien der Markkircher Erzgänge. *M. E. L.*, VI, 1907; 183

176. RHEIN. Beiträge zur Kenntnis des Hornblendgneisses und des Serpentin von Markirch. *M. E. L.*, VI, 1907, 132.
177. VAN WERVEKE. Aperçu sommaire sur la constitution et l'histoire géologique des Vosges. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, XXXIV, 1907, 247.
178. STERZEL. Die Karbon und Rotliegendefforen im G. H. Baden. *Mitt. Bad. Geol. Landesanst.*, V. 1907, 347.
179. TERMIER. Sur l'existence de terrains charriés au dessous du Houiller de Gironcourt (Vosges). *B. S. G. F.*, IX, 1909, 75.
180. BRUHNS. Das Granitgebiet zwischen Kaysersberg und Rappoltsweiler, *M. E. L.*, VII, 1909, 1.
181. VÉLAIN et ALB. MICHEL-LÉVY. Comptes rendus des collaborateurs pour la campagne de 1909. feuille de Lure. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, XX, n° 126, 1910.
182. VAN WERVEKE. Die Trierer Bucht und die Horsttheorie. *Ber. Niederrhein. Geol. Verein*, 1910, 12.
183. VÉLAIN et ALB. MICHEL-LÉVY. Comptes-rendus des collaborateurs pour la campagne de 1910, feuille de Lure. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, XXI, n° 128, 1911.
184. ALB. MICHEL-LÉVY. Analogie des terrains du sud des Vosges et de ceux du Morvan. *C. R.* 1910, 1080.
185. ALB. MICHEL-LÉVY. Analogie des terrains du sud des Vosges et de ceux du Morvan. *B. S. G. F.*, X, 1910, 816.
186. ENGSTLER. Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz in den östlichen Mittelvogesen. *Verh. Nat. Med. Vereines Heidelberg*, N. F. XII, 1913, 372.
187. BUECKING. Zur Kenntnis der Erzgänge im Lebertal unterhalb Markirch. *M. E. L.*, VIII, 1913, 153.
188. VON SEIDLITZ. Leitlinien varistischer Tektonik im Schwarzwald und in den Vogesen, *Z. D. G. G.*, LXVI, 1914, 100.
189. WOHLFAHRT. Die unterkarbonischen Kontaktgesteine bei Sulzbach im Oberelsass. *M. E. L.*, IX, 1916.
190. KISSLING. Geologische und petrographische Untersuchungen aus dem Granitgebiet von Barr-Andlau. *M. E. L.*, IX, 1916, 281.
191. BUECKING. Beiträge zur Geologie des oberen Breuschtals in den Vogesen. *M. E. L.*, XII, 1918—20, 1.
192. VON BUBNOFF. Über den Parallelismus des Unterkarbons im Schwarzwald und den Vogesen. *Jahresber. u. Mitt. des Oberrhein. geol. Ver.*, 1919.
193. J. DE LAPPARENT. Sur les roches à Radiolaires des terrains dévoniens de la vallée de la Bruche. *C. R.*, CLXIX, 1919, 802.

194. J. DE LAPPARENT. Des conglomérats de la vallée de la Bruche et du caractère des brèches d'origine sédimentaire. *C. R.*, CLXIX, 1919, 866.
195. J. DE LAPPARENT. Conglomérats et phanites des terrains dévonien de la vallée de la Bruche. *C. R. Congr. Soc. Sav.*, 1920, 73.
196. J. RENCK. Ein neues Achatvorkommen in den Vogesen. *Zentralbl. für Min.* 1921, 257.
197. J. JUNG. Sur la tectonique des Vosges hercyniennes. *C. R.*, CLXXIII, 1921, 1377.
198. WAGNER. (Analyse critique de la note précédente). Analyse n° 1004. *Geol. Zentralbl.*, XXVIII, 1922, 275.
199. BAULIG. Questions de morphologie vosgienne et rhénane. *Annales de Géographie*, XXXI, 1922, 151.
200. JUNG. La tectonique hercynienne des Vosges. *C. R. XIII<sup>e</sup> Congr. Géol. Internat.*, Bruxelles, I, 1922, 541.
201. WAGNER. Gliederung und Lagerung des Devons im Breuschtal der Vogesen. *M. E. L.*, XI, 1923, 67.
202. SCHNAEBELÉ. La structure des Vosges primaires. Application à l'ensemble des Vosges d'observations faites surtout au nord de la vallée de Villé. *C. R.*, CLXXVI, 1923, 523.
203. SCHNAEBELÉ. Les granites du Champ-du-Feu (Vosges). *C. R.* CXXXVI, 1923, 693.
204. SCHNAEBELÉ. Sur l'origine tectonique des vallées du versant est des Vosges. *C. R.*, CLXXVI, 1923, 693.
205. SCHNAEBELÉ. L'âge des surfaces d'érosion sur le massif du Champ-du-Feu. *B. A. L.*, I, 1923, 127.
206. SCHNAEBELÉ. Affleurement montrant le contact du Grès Vosgien et du Dévonien. *B. A. L.*, I, 1923, 127.
207. J. DE LAPPARENT. Roches à Radiolaires du Dévonien de la vallée de la Bruche. *B. A. L.*, I, 1923, 47.
208. J. DE LAPPARENT. Leçons de Pétrographie. Paris, 1923.
209. MICHEL-LÉVY et TERMIER. Sur les roches nommées trapp de la région de Raon-l'Étape. *C. R.*, CLXXXII, 1923, 334.
210. VAN WERVEKE. Gangförmige Kohlenvorkommen. *Jahresber. u. Mitteil. Oberrhein. Geol. Ver.*, N. F. XIII, 1924.
211. WAGNER et KRAUS. Die Kriegsschauplätze 1914—1918, geologisch dargestellt; Heft I, Elsass. 1924.
212. JUNG. Sur les enclaves silicatées du cipolin de Saint-Philippe (Vosges d'Alsace). *C. R.* CLXXIX, 1924, 1061.
213. JUNG. Le Houiller dans les Vosges moyennes. *B. S. G. F.*, XXIV, 1924, 476.

214. JUNG. Sur quelques types de roches écrasées des Vosges. *C. R.*, CLXXX, 1925, 839.
  215. JUNG. Sur les rapports tectoniques des gneiss et des terrains primaires des Vosges. *C. R. S. S. G. F.*, 1925, n° 7.
  216. Compte rendu de la Réunion de la Société Géologique de France en Alsace, *C. R. S. S. G. F.*, 1925, n° 13.
  217. ASSELBERGHS. Sur l'existence du Famennien (Néodévonien) à Chagey. *B. S. G. F.*, XXVI, 1926, 67.
  218. ARABU. Sur les filons de quartz du Schlüsselstein. *C. R. S. S. G. F.*, 1926, 74.
  219. ARABU. Dislocations anté-houillères dans la région de Rodern. *C. R. S. S. G. F.*, 1926, 124.
  220. ARABU. Sur une dislocation peu connue des Vosges moyennes. *C. R. S. S. G. F.*, 1926, 150.
  221. ARABU. Sur un champ de fractures interne des Vosges dans la région au sud du Haut-Kœnigsbourg. *C. R. S. S. G. F.*, 1926, 166.
  222. F. E. SUSS. Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin, 1926 (Vogesen, p. 48—54.).
  223. Bericht über die Excursion der Schweiz. Mineralogisch-Petrographischen Gesellschaft in die Vogesen. *Schweiz. Min.-Petrogr. Mitteilungen*, 1927, 419.
-



# TABLES

---





# TABLE

## DES

### FIGURES, PLANCHES ET CARTES.

---

|                                                                                                | Pages |
|------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| Fig. 1. Coupe E-W du Pré de Raves au Brézouard.....                                            | 56    |
| Fig. 2. Les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et de Ribeauvillé.....                            | 66    |
| Fig. 3. Répartition des serpentines et des péridotites dans les gneiss.....                    | 181   |
| Fig. 4. Coupe de Lubine à l'Abatteux à travers la région des écailles de micaschistes.....     | 216   |
| Fig. 5 et 6. Carte schématique et coupe des écailles de micaschistes....                       | 217   |
| Fig. 7. Prétendue discordance entre les schistes noirs et les arkoses à Hersbach.....          | 268   |
| Fig. 8. Répartition des différents horizons stratigraphiques dans la vallée de la Bruche ..... | 273   |
| Fig. 9. Les grandes unités stratigraphiques et tectoniques du massif des Ballons .....         | 308   |
| Fig. 10. La klippe de Treh. Carte géologique .....                                             | 326   |
| Fig. 11. La klippe de Treh. Coupe schématique transversale.....                                | 327   |
| Fig. 12. La klippe du Talhorn, d'après LINCK .....                                             | 332   |
| Fig. 13. Direction des couches dans les terrains stratifiés des Vosges ...                     | 373   |
| Fig. 14. Tectonique des Vosges moyennes. Coupe du Brézouard au Champ-du-Feu .....              | 379   |
| Fig. 15. Pli anticlinal dans le Houiller au Schæntzel. Croquis schématique                     | 399   |
| Fig. 16. Le Houiller au Hury. Carte géologique .....                                           | 400   |
| Fig. 17. Le Houiller au Hury. Coupe géologique .....                                           | 402   |
| Fig. 18. Le Houiller dans la région du Tœnnchel .....                                          | 406   |
| Fig. 19. Le Houiller à Lubine .....                                                            | 412   |
| Fig. 20. Répartition du Houiller dans les Vosges moyennes.....                                 | 426   |
| Fig. 21. Relations stratigraphiques du Houiller dans les Vosges moyennes                       | 427   |
| Fig. 22. Les zones isopiques de l'Europe occidentale pendant le Dévonien et le Dinantien ..... | 434   |

- Pl. I. Gneiss à sillimanite et à grenat. Gneiss plagioclasiques à biotite et gneiss granitiques
- Pl. II. Gneiss à amphibole. Gneiss oeilés.
- Pl. III. Mylonites.
- Pl. IV. Phases successives du laminage du granite du Bilstein
- Pl. V. Roches sédimentaires dévono-dinantiennes. Péridotites et serpentines

Carte géologique des Vosges hercyniennes.

Carte géologique de la zone de contact des gneiss d'Urbeis et des schistes de Villé.

---

# TABLE DES MATIÈRES

## PRÉFACE

Pages

|                                             |    |
|---------------------------------------------|----|
| A. Histoire de la géologie des Vosges ..... | 5  |
| B. But du mémoire .....                     | 13 |

## INTRODUCTION

### EXPLICATION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DES VOSGES

#### HERCYNIENNES

|                                              |    |
|----------------------------------------------|----|
| 1. <i>Régions naturelles</i> .....           | 19 |
| A. Disposition d'ensemble .....              | 19 |
| B. Caractères des diverses régions .....     | 20 |
| Les Vosges hercyniennes .....                | 20 |
| Les Vosges gréseuses .....                   | 23 |
| Le Plateau lorrain .....                     | 23 |
| La Zone sous-vosgienne .....                 | 24 |
| La plaine rhénane .....                      | 25 |
| 2. <i>Série stratigraphique</i> .....        | 26 |
| A. Les terrains des Vosges hercyniennes..... | 26 |
| a) Série anté-dévonienne.....                | 26 |
| Gneiss (Z) .....                             | 26 |
| Amphibolites (A) .....                       | 28 |
| Oipolins (C) .....                           | 28 |
| Complexe de gneiss et de granite (ZG) .....  | 28 |
| Micaschistes et roches associées (Y) .....   | 29 |
| Schistes de Villé (X1) .....                 | 29 |
| Schistes de Steige (X2) .....                | 30 |

|                                                                                                | Pages |
|------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| b) Série dévono-dinantienne .....                                                              | 30    |
| Dévonien (D) .....                                                                             | 30    |
| Tournaisien (H0) .....                                                                         | 32    |
| Viséen (H1) .....                                                                              | 33    |
| c) Granites .....                                                                              | 34    |
| Granite du Champ-du-Feu et faciès de variation (GF) .....                                      | 34    |
| Faciès amphibolique du granite du Champ-du-Feu et granite à amphibole des Ballons (GA 1) ..... | 35    |
| Granite porphyroïde des Vosges centrales (GP) .....                                            | 35    |
| Faciès amphibolique du Granite porphyroïde des Vosges centrales (GA 2) .....                   | 35    |
| Granite à muscovite et à deux micas (Gr) .....                                                 | 36    |
| Granite chargé d'enclaves de gneiss (GZ) .....                                                 | 36    |
| d) Péridotites .....                                                                           | 36    |
| Péridotites et serpentines (S) .....                                                           | 36    |
| B. Les terrains de couverture .....                                                            | 37    |
| a) Série permo-houillère .....                                                                 | 37    |
| Westphalien (H2) .....                                                                         | 38    |
| Stéphanien (H3) .....                                                                          | 38    |
| Permien (P) .....                                                                              | 38    |
| b) Terrains secondaires .....                                                                  | 39    |
| Grès bigarré (GB) .....                                                                        | 39    |
| Muschelkalk (M) .....                                                                          | 40    |
| Keuper (K) .....                                                                               | 40    |
| Lias (J1) .....                                                                                | 40    |
| Jurassique moyen (J2) .....                                                                    | 41    |
| Jurassique supérieur (J3) .....                                                                | 41    |
| c) Terrains tertiaires (T) .....                                                               | 42    |
| Eocène .....                                                                                   | 42    |
| Oligocène .....                                                                                | 42    |
| Basaltes et limburgites tertiaires (B) .....                                                   | 43    |
| d) Terrains quaternaires .....                                                                 | 43    |
| 3. Tectonique .....                                                                            | 44    |
| A. Tectonique hercynienne .....                                                                | 44    |
| Direction de stratification .....                                                              | 44    |
| Principales lignes de dislocation .....                                                        | 45    |
| B. Tectonique alpine .....                                                                     | 47    |

## PREMIÈRE PARTIE

## SÉRIE ANTÉ-DÉVONIENNE

## I. — LES GNEISS.

|                                                                              | Pages |
|------------------------------------------------------------------------------|-------|
| 1. <i>Généralités sur l'âge et la répartition des gneiss</i> .....           | 51    |
| A. Mode de gisement des gneiss .....                                         | 51    |
| Répartition des gneiss dans les Vosges.....                                  | 51    |
| Massif de gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. Sa limite septentrionale .....   | 53    |
| Massif de gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. Sa limite méridionale .....      | 54    |
| Gneiss de la région de Ribeauvillé.....                                      | 56    |
| Complexe de granite et de gneiss de Kayzersberg et des Trois-Épis .....      | 57    |
| Lambeau de gneiss de Belles Huttes.....                                      | 58    |
| Conclusions relatives aux conditions de gisement des gneiss.....             | 58    |
| B. Age des gneiss .....                                                      | 58    |
| C. Subdivision des gneiss en étages .....                                    | 63    |
| D. Théories du métamorphisme .....                                           | 66    |
| Origine du terrain cristallophyllien d'après MICHEL LÉVY.....                | 66    |
| Origine du terrain cristallophyllien d'après P. TERMIER.....                 | 68    |
| Origine du terrain cristallophyllien d'après ROSENBUSCH.....                 | 69    |
| Opinions actuelles sur l'origine des schistes cristallins .....              | 70    |
| La classification des schistes cristallins d'après GRUBENMANN.....           | 72    |
| 2. <i>Calcaires cristallins</i> .....                                        | 73    |
| A. Répartition des calcaires cristallins .....                               | 73    |
| B. Le calcaire cristallin à minéraux calcomagnésiens de Saint-Philippe ..... | 74    |
| État de la question .....                                                    | 74    |
| Conditions de gisement du calcaire cristallin.....                           | 75    |
| Enclaves de gneiss dans le calcaire.....                                     | 76    |
| Différents types du calcaire cristallin .....                                | 78    |
| Origine du calcaire cristallin.....                                          | 83    |
| Éléments d'apport dans le métamorphisme du calcaire .....                    | 85    |
| Pegmatites calcoalcalines traversant le calcaire.....                        | 86    |
| Modifications diverses des pegmatites calcoalcolines.....                    | 87    |
| C. Autres calcaires cristallins à minéraux calcomagnésiens.....              | 93    |

|                                                                | Pages |
|----------------------------------------------------------------|-------|
| D. La dolomie de Mandray.....                                  | 95    |
| Conditions de gisement et structure de la roche.....           | 95    |
| Origine de la dolomie .....                                    | 98    |
| 3. <i>Gneiss à pyroxène</i> .....                              | 100   |
| A. Répartition et conditions de gisement .....                 | 100   |
| B. Les gneiss à pyroxène de Saint-Philippe .....               | 101   |
| Gneiss à pyroxène du type pegmatitique.....                    | 101   |
| Gneiss à pyroxène du type granoblastique.....                  | 102   |
| Liséry pyroxénique au contact des calcaires et des gneiss..... | 102   |
| Origine des gneiss et pegmatites à pyroxène.....               | 107   |
| C. Gneiss à pyroxène de gisements divers .....                 | 108   |
| Gneiss à pyroxène de la Hingrie .....                          | 108   |
| Gneiss à pyroxène de Saint-Blaise .....                        | 109   |
| Gneiss à pyroxène des environs d'Échery.....                   | 110   |
| Gneiss à pyroxène de la vallée de Kaysersberg.....             | 110   |
| 4. <i>Gneiss à amphibole</i> .....                             | 112   |
| 1) <i>Amphibolites</i> .....                                   | 112   |
| A. Répartition des amphibolites dans les Vosges.....           | 112   |
| B. Les amphibolites de Sainte-Marie .....                      | 113   |
| Amphibolites à hornblende verte.....                           | 113   |
| Formation de minéraux secondaires dans les amphibolites.....   | 116   |
| Origine des amphibolites du massif de Sainte-Marie.....        | 118   |
| Amphibolites à hornblende brune.....                           | 120   |
| Amphibolites à hornblende peu colorée.....                     | 123   |
| C. Amphibolites de gisements divers .....                      | 125   |
| Amphibolites du massif de gneiss d'Urbeis .....                | 125   |
| Amphibolites de Belles Huttes.....                             | 125   |
| Amphibolites enclavées dans le granite d'Orbey.....            | 126   |
| Amphibolites des massifs de Remiremont et du Val-d'Ajol ....   | 126   |
| 2) <i>Gneiss à ouralite</i> .....                              | 127   |
| Caractères des gneiss à ouralite.....                          | 127   |
| Ouralitisat ion et feldspathisation secondaires .....          | 128   |



|                                                                                                  | Pages |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| 5. <i>Gneiss à silicates alumineux et aluminomagnésiens</i> .....                                | 131   |
| A. Répartition et conditions de gisement.....                                                    | 131   |
| B. Gneiss à cordièrite et sillimanite .....                                                      | 132   |
| Gneiss à cordièrite et sillimanite de la Croix-aux-Mines.....                                    | 132   |
| Gneiss à cordièrite et sillimanite des Trois-Fontaines.....                                      | 133   |
| C. Gneiss à grenat et sillimanite .....                                                          | 134   |
| Gneiss à grenat et sillimanite d'Échery.....                                                     | 134   |
| Autres types de gneiss à grenat et sillimanite.....                                              | 137   |
| D. Gneiss à grenat .....                                                                         | 137   |
| Gneiss à grenat de Saint-Philippe.....                                                           | 137   |
| Autres types de gneiss à grenat.....                                                             | 138   |
| E. Gneiss plagioclasiqes à biotite .....                                                         | 139   |
| Gneiss plagioclasiqes et gneiss granitiques.....                                                 | 139   |
| Gneiss plagioclasiqes à biotite du col des Rouges Terres .....                                   | 140   |
| Autres gneiss plagioclasiqes à biotite du massif d'Urbeis.....                                   | 141   |
| Gneiss plagioclasiqes à biotite du massif de Sainte-Marie.....                                   | 142   |
| D. Origine et composition chimique des gneiss à silicates alumineux<br>et aluminomagnésiens..... | 142   |
| Rapport entre l'origine et la composition chimique.....                                          | 142   |
| Rapport entre la composition chimique et la constitution miné-<br>logique .....                  | 144   |
| G. Gneiss quartzitiques.....                                                                     | 145   |
| 6. <i>Gneiss granitiques et leptynites</i> .....                                                 | 147   |
| A. Conditions de gisement et répartition.....                                                    | 147   |
| B. Gneiss granitiques des Trois-Épis et de Gérardmer.....                                        | 148   |
| Les gneiss granitiques et les granites des Trois-Épis.....                                       | 148   |
| Gneiss granitique de Walbach .....                                                               | 151   |
| Rapports des gneiss et des granites dans le massif des Trois-Épis                                | 152   |
| Origine des gneiss des Trois-Épis.....                                                           | 153   |
| Gneiss granitiques des environs de Gérardmer.....                                                | 154   |
| C. Gneiss granitiques de Lièpvre et du Bonhomme.....                                             | 154   |
| Gneiss granitiques et leptynites de Lièpvre.....                                                 | 154   |
| Micrographie des gneiss granitiques de Lièpvre.....                                              | 155   |
| Origine des gneiss granitiques de Lièpvre.....                                                   | 156   |
| Autres gneiss granitiques .....                                                                  | 157   |

|                                                                                                   | Pages |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| 7. <i>Roches écrasées</i> .....                                                                   | 158   |
| A. Division .....                                                                                 | 158   |
| B. Roches écrasées le long des failles oligocènes .....                                           | 158   |
| C. Mylonites .....                                                                                | 159   |
| Définition du terme mylonite .....                                                                | 159   |
| Les mylonites de Lièpvre et de Sainte-Marie-aux-Mines .....                                       | 160   |
| Modifications ultérieures de la composition minéralogique des mylonites .....                     | 161   |
| D. Gneiss ocellés .....                                                                           | 163   |
| Gneiss ocellés de Bois d'Abbesse .....                                                            | 163   |
| Gneiss ocellés de Sainte-Croix .....                                                              | 164   |
| Origine des gneiss ocellés de Sainte-Croix .....                                                  | 165   |
| Granite laminé du Bilstein .....                                                                  | 167   |
| Gneiss ocellés ou orthogneiss du bois de Béheuille près de Gérardmer .....                        | 168   |
| E. Rapports des mylonites, des gneiss ocellés et des orthogneiss .....                            | 169   |
| 8. <i>Les gneiss des Vosges et la classification des schistes cristallins de GRUBENMANN</i> ..... | 171   |
| A. Principe de la classification de GRUBENMANN .....                                              | 171   |
| L'équilibre physico-chimique et les zones de profondeur de la cristallisation .....               | 171   |
| Caractéristiques des trois zones de profondeur .....                                              | 173   |
| B. Application de la classification de GRUBENMANN aux gneiss des Vosges .....                     | 177   |
| Les gneiss des Vosges appartiennent à la série profonde .....                                     | 177   |
| Les gneiss des Vosges appartiennent à la partie supérieure de la série profonde .....             | 177   |
| 9. <i>Péridotites et serpentines des gneiss</i> .....                                             | 180   |
| A. Principaux gisements .....                                                                     | 180   |
| Répartition des massifs .....                                                                     | 180   |
| Serpentine du Rauhental .....                                                                     | 181   |
| Serpentine de Sainte-Croix .....                                                                  | 183   |
| Péridotite à amphibole du col des Bagenelles .....                                                | 183   |
| Péridotites et serpentines des Vosges lorraines .....                                             | 185   |

|                                                                        | Pages |
|------------------------------------------------------------------------|-------|
| B. Age et origine .....                                                | 187   |
| Caractères généraux des péridotites des gneiss dans les Vosges....     | 187   |
| Age des péridotites des gneiss.....                                    | 188   |
| Origine des péridotites des gneiss.....                                | 189   |
| II. — LES SCHISTES SÉRICITEUX ET LES MICASCHISTES.                     |       |
| 1. <i>Eléments du terrain schisteux</i> .....                          | 191   |
| A. Répartition.....                                                    | 191   |
| Extension du terrain schisteux .....                                   | 191   |
| Subdivision de l'ensemble .....                                        | 192   |
| B. Schistes de Steige .....                                            | 193   |
| Caractères des Schistes de Steige .....                                | 193   |
| C. Schistes de Villé .....                                             | 195   |
| Caractères des schistes de Villé .....                                 | 195   |
| Porphyroïde du Hang .....                                              | 196   |
| Métamorphisme des schistes de Villé .....                              | 198   |
| D. Micaschistes de Lubine .....                                        | 199   |
| a) Aperçu sommaire de la disposition des micaschistes de Lubine....    | 199   |
| b) Première écaïlle .....                                              | 201   |
| Schistes cristallins .....                                             | 201   |
| Gneiss granitiques .....                                               | 203   |
| Gneiss granitiques cellés .....                                        | 205   |
| Amphibolite œillée à orthose .....                                     | 206   |
| Mylonites .....                                                        | 207   |
| c) Seconde écaïlle .....                                               | 207   |
| Schistes cristallins .....                                             | 207   |
| d) Troisième écaïlle .....                                             | 208   |
| Répartition des affleurements .....                                    | 208   |
| Schistes cristallins .....                                             | 209   |
| Grès dolomitique à chlorite.....                                       | 212   |
| Origine des roches métamorphiques de la troisième écaïlle....          | 212   |
| e) La série des micaschistes de Lubine et la classification de GRUBEN- |       |
| MANN .....                                                             | 213   |
| 2. <i>Disposition du terrain schisteux</i> .....                       | 215   |
| A. Tectonique .....                                                    | 215   |
| Relations tectoniques des gneiss d'Urbeis, des micaschistes de         |       |
| Lubine et des schistes de Villé .....                                  | 215   |

|                                                                       | Pages |
|-----------------------------------------------------------------------|-------|
| Relations tectoniques des schistes de Villé et des schistes de Steige | 219   |
| Opinions anciennes sur la géologie du haut Val de Villé .....         | 219   |
| B. Stratigraphie. ....                                                | 221   |
| Superposition stratigraphique des termes de la série antédévonienne   | 221   |
| Présomption d'âge pour les termes de la série antédévonienne..        | 222   |
| Désignation stratigraphique applicable à la série antédévonienne..    | 225   |

## DEUXIÈME PARTIE.

### SÉRIE DÉVONO-DINANTIENNE.

|                                                                   |     |
|-------------------------------------------------------------------|-----|
| Considérations générales .....                                    | 229 |
| Individualité de la série dévono-dinantienne dans les Vosges..... | 229 |
| Répartition des terrains dévono-dinantiens .....                  | 229 |
| Imprécision des données stratigraphiques.....                     | 230 |

### I. — LE MASSIF DE LA BRUCHE.

|                                                                        |     |
|------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1. <i>Facès des terrains dans le massif de la Bruche</i> .....         | 231 |
| Disposition générale des terrains .....                                | 231 |
| Trainée volcanique du Champ-du-Feu .....                               | 232 |
| Schistes et arkoses du nord-ouest de Fouday .....                      | 233 |
| Massif volcanique de l'ouest de Schirmeck .....                        | 234 |
| Schistes rouges et arkoses de Raon-sur-Plaine et de Moussey....        | 234 |
| Schistes, arkoses, conglomérats et calcaires de l'est de Schirmeck.... | 235 |
| 2. <i>Lithologie du massif de la Bruche</i> .....                      | 236 |
| A. Roches volcaniques .....                                            | 236 |
| Classification des roches volcaniques d'après leur constitution .....  | 236 |
| Roches de coulée et roches intrusives .....                            | 240 |
| B. Roches sédimentaires.....                                           | 241 |
| Tufs volcaniques, grauwackes .....                                     | 241 |
| Schistes et phanites à Radiolaires .....                               | 242 |
| Calcaires .....                                                        | 243 |
| Dolomies.....                                                          | 245 |

|                                                                                                              | Pages |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| 3. <i>Gisements fossilifères du massif de la Bruche</i> .....                                                | 247   |
| A. Eifélien et Givétien .....                                                                                | 247   |
| Gisements fossilifères eiféliens .....                                                                       | 247   |
| Gisements fossilifères givétiens .....                                                                       | 249   |
| Couches à plantes givétiennes .....                                                                          | 253   |
| B. Carbonifère.....                                                                                          | 253   |
| La question du culm dans le massif de la Bruche.....                                                         | 253   |
| Age carbonifère présumé des couches à Radiolaires et des couches<br>à plantes de Wisches et de Hersbach..... | 256   |
| 4. <i>Stratigraphie et tectonique du massif de la Bruche</i> .....                                           | 259   |
| A. Stratigraphie du massif de la Bruche d'après BUECKING.....                                                | 259   |
| B. Stratigraphie du massif de la Bruche d'après W. WAGNER.....                                               | 261   |
| Résultat des recherches de WAGNER.....                                                                       | 261   |
| Discussion de quelques points .....                                                                          | 264   |
| Remarques sur l'échelle stratigraphique adoptée par WAGNER....                                               | 269   |
| C. Tectonique du massif de la Bruche d'après BUECKING et d'après<br>WAGNER .....                             | 271   |
| D. Conclusions relatives à la stratigraphie du massif dévono-dinantien<br>de la Bruche .....                 | 272   |
| E. Comparaison avec d'autres massifs dévoniens .....                                                         | 274   |
| Les Vosges et l'Ardenne.....                                                                                 | 274   |
| Les Vosges et les massifs alignés au sud de l'Ardenne .....                                                  | 275   |

## II. — LE MASSIF DES BALLONS.

|                                                              |     |
|--------------------------------------------------------------|-----|
| Considérations générales .....                               | 277 |
| Difficulté de l'étude .....                                  | 277 |
| Répartition des terrains .....                               | 278 |
| 1. <i>Gisements fossilifères du massif des Ballons</i> ..... | 279 |
| Le gisement dévonien de Chagey .....                         | 279 |
| Les gisements viséens de Bourbach-le-Haut et de Willer ..... | 281 |
| Le gisement de Plancher-les-Mines.....                       | 287 |
| Lentilles de calcaire viséen de Willer et du Trémont .....   | 288 |
| Les gisements de végétaux .....                              | 289 |

|                                                                     | Pages |
|---------------------------------------------------------------------|-------|
| 2. <i>Stratigraphie du massif des Ballons</i> .....                 | 292   |
| A. Les interprétations stratigraphiques antérieures.....            | 292   |
| La stratigraphie du massif des Ballons d'après VAN WERVEKE....      | 292   |
| La stratigraphie du massif des Ballons d'après ALB. MICHEL LÉVY..   | 298   |
| Remarque sur l'application aux Vosges alsaciennes de l'interpré-    |       |
| tation stratigraphique de MICHEL LÉVY .....                         | 301   |
| La structure du massif des Ballons d'après les opinions antérieures | 306   |
| B. L'interprétation stratigraphique actuelle.....                   | 307   |
| Les grandes lignes de la géologie du massif des Ballons.....        | 307   |
| Le faciès culm dans le massif des Ballons.....                      | 310   |
| 3. <i>Unités tectoniques du massif des Ballons</i> .....            | 314   |
| A. La série autochtone .....                                        | 314   |
| Le Viséen de la vallée de la Thur.....                              | 314   |
| Le Tournaisien de la vallée de la Thur.....                         | 316   |
| B. La série allochtone du ballon de Guebwiller .....                | 317   |
| Composition de la série .....                                       | 317   |
| Age de la série .....                                               | 320   |
| C. La série allochtone des klippes.....                             | 322   |
| Existence d'une surface de contact anormal dans la haute vallée de  |       |
| la Thur .....                                                       | 322   |
| La klippe de Treh .....                                             | 325   |
| Les klippes du Talhorn et du Drumont .....                          | 330   |
| Autres jalons de la ligne des klippes .....                         | 335   |
| Charriage de la série du Ballon de Guebwiller sur le Tournaisien    |       |
| autochtone .....                                                    | 336   |

### III. — LES GRANITES.

|                                                    |     |
|----------------------------------------------------|-----|
| 1. <i>Granites et roches associées</i> .....       | 341 |
| A. Répartition et âge des granites.....            | 341 |
| Les grandes unités granitiques.....                | 341 |
| Age du granite dans les Vosges méridionales.....   | 341 |
| Age du granite dans le massif du Champ-du-Feu..... | 342 |
| B. Les granites du massif du Champ-du-Feu.....     | 343 |
| Différents types de granite.....                   | 343 |
| Roches de filon et rhyolites du Rosskopf.....      | 347 |

|                                                                                                   | Pages |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| C. Le granite porphyroïde des Vosges centrales ou granite des Crêtes                              | 349   |
| La masse granitique .....                                                                         | 349   |
| Filons du granite porphyroïde .....                                                               | 353   |
| Granite du Ballon d'Alsace ou granite à amphibole verte.....                                      | 355   |
| Origine endomorphe des granites à amphibole verte.....                                            | 356   |
| Granite à muscovite .....                                                                         | 358   |
| 2. Action métamorphique des granites .....                                                        | 362   |
| Métamorphisme des schistes de Steige au contact des granites de<br>Hohwald et de Barr-Andlau..... | 362   |
| Métamorphisme des grauwackes du Culm au contact du granite<br>porphyroïde .....                   | 366   |
| Action des granites hercyniens sur les gneiss.....                                                | 369   |

#### IV. LA TECTONIQUE HERCYNIENNE.

|                                                           |     |
|-----------------------------------------------------------|-----|
| A. Les lignes structurales directrices.....               | 371 |
| Existence d'un plan d'ensemble tectonique.....            | 371 |
| Les lignes structurales dans les terrains stratifiés..... | 372 |
| Les lignes structurales dans les massifs granitiques..... | 374 |
| B. La tectonique des différentes parties des Vosges.....  | 376 |
| La tectonique des Vosges au nord du Val de Villé.....     | 376 |
| La tectonique des Vosges centrales.....                   | 380 |
| La tectonique des Vosges méridionales.....                | 383 |
| Difficulté d'une synthèse tectonique des Vosges.....      | 385 |
| C. Réponse à quelques objections .....                    | 387 |

### TROISIÈME PARTIE SÉRIE PERMO-HOUILLÈRE

|                                                           |     |
|-----------------------------------------------------------|-----|
| Considérations générales .....                            | 393 |
| La série permo-houillère et le plissement hercynien ..... | 393 |
| Extension du Houiller et du Permien dans les Vosges.....  | 394 |
| 1. Westphalien .....                                      | 396 |
| A. Description des affleurements .....                    | 396 |
| Houiller de Roderen et de Saint-Hippolyte.....            | 396 |
| Houiller de Thannenkirch.....                             | 398 |



|                                                                                     | Pages |
|-------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| Houiller du Schœntzel.....                                                          | 399   |
| Houiller du chemin du Schœntzel à Lièpvre.....                                      | 400   |
| Houiller du Hury.....                                                               | 401   |
| Houiller du Bonhomme et d'Échery.....                                               | 404   |
| B. Relations du Westphalien et des autres terrains.....                             | 406   |
| Discussion des observations anciennes....                                           | 406   |
| Interprétation réelle des faits .....                                               | 408   |
| 2. <i>Stéphanien et Permien</i> .....                                               | 410   |
| Disposition générale .....                                                          | 410   |
| A. Dépôts stéphanien en discordance avec le Permien.....                            | 410   |
| Houiller de Lubine .....                                                            | 410   |
| Houiller de Lalaye.....                                                             | 413   |
| La tectonique hercynienne et le Stéphanien de Lubine et de Lalaye                   | 416   |
| B. Dépôts stéphanien en concordance avec le Permien.....                            | 418   |
| Caractères propres de ces dépôts.....                                               | 418   |
| Le Houiller de Villé et d'Albé.....                                                 | 418   |
| Relation des couches d'Albé et des couches de Lalaye.....                           | 420   |
| Caractères singuliers du Houiller d'Albé.....                                       | 422   |
| Les couches d'Albé et le cycle sédimentaire permien.....                            | 423   |
| 3. <i>L'ensemble du Houiller dans les Vosges</i> .....                              | 425   |
| Première période: le houiller du bassin de Saint-Hippolyte.....                     | 425   |
| Deuxième période: mouvements du sol et formation du bassin<br>du Val de Villé ..... | 427   |

#### QUATRIÈME PARTIE.

##### LES VOSGES DANS LA CHAÎNE HERCYNIENNE.

|                                       |     |
|---------------------------------------|-----|
| 1. <i>La chaîne hercynienne</i> ..... | 431 |
| A. Les zones isopiques .....          | 431 |
| État de la question .....             | 431 |
| Énumération des zones isopiques ..... | 433 |

|                                                                                       | Pages |
|---------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| B. Évolution des zones isopiques : la période de transgression et de régression ..... | 436   |
| Aperçu général .....                                                                  | 436   |
| L'évolution au cours du Dévonien.....                                                 | 437   |
| L'évolution au cours du Dinantien.....                                                | 439   |
| C. Évolution des zones isopiques : la période des mouvements orogéniques .....        | 441   |
| Aperçu général .....                                                                  | 441   |
| Succession des phases orogéniques.....                                                | 442   |
| D. Comparaison de la chaîne hercynienne et de la chaîne alpine....                    | 443   |
| Les zones isopiques .....                                                             | 443   |
| Les phénomènes orogéniques .....                                                      | 444   |
| 2. <i>Les Vosges hercyniennes</i> .....                                               | 447   |
| Les Vosges dans l'histoire de la chaîne hercynienne.....                              | 447   |

## BIBLIOGRAPHIE.

|                                                          |     |
|----------------------------------------------------------|-----|
| Liste des travaux concernant la géologie des Vosges..... | 451 |
|----------------------------------------------------------|-----|

## TABLES.

|                                                |     |
|------------------------------------------------|-----|
| <i>Table des figures et des planches</i> ..... | 467 |
| <i>Table des matières</i> .....                | 469 |





## PLANCHE I.

### GNEISS A SILLIMANITE ET A GRENAT.

1. — GNEISS A SILLIMANITE ET A GRENAT (Jakobstal près de Lièpvre).

*Lumière naturelle. Grossissement : 22 diamètres.*

La sillimanite a la forme de prismes, à l'exclusion de la forme fibreuse. Elle est transformée çà et là en séricite (Cf. 3)

2. — GNEISS A SILLIMANITE ET A GRENAT. (La Fonderie près d'Échery).

*Lumière naturelle. Grossissement : 10 diamètres.*

On distingue dans la partie inférieure de la figure deux grenats almandins, et dans la partie supérieure un paquet de prismes de sillimanite partiellement décomposée en mica séricite (Cf. 3).

3. — PSEUDOMORPHOSE DE SILLIMANITE EN SÉRICITE. (partie de 2).

*Lumière naturelle. Grossissement : 50 diamètres.*

Les prismes de sillimanite (en haut et à gauche) se distinguent aisément par leur forte réfringence. La séricite au contraire n'a qu'un faible relief. Mais on reconnaît, en bas et à droite du cliché, le fantôme sériciteux des prismes de sillimanite. A gauche du centre, un prisme incomplètement transformé.

### GNEISS PLAGIOCLASIQUES A BIOTITE ET GNEISS GRANITQUES.

4. — GNEISS PLAGIOCLASIQUE A BIOTITE (Col de Rouges-Terres près de Fraize).

*Nicols croisés. Grossissement : 25 diamètres.*

On distingue seulement des cristaux granulaires de plagioclase (andésine), parfois non mâclés, et une biotite très colorée apparaissant en noir sur la photographie. La régularité de la structure est caractéristique de la roche.

5. — GNEISS PLAGIOCLASIQUE A BIOTITE LOCALEMENT CHARGÉ D'ORTHOSE (Col des Rouges-Terres près de Fraize).

*Nicols croisés. Grossissement : 30 diamètres.*

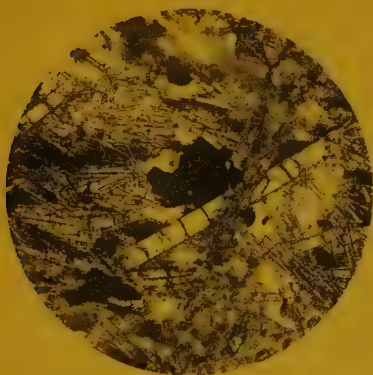
Même roche que la précédente mais modifiée au contact d'un filon d'aplite. Aux granules de plagioclases viennent s'ajouter de grands cristaux irréguliers d'orthose. La structure est celle de l'aplite.

6. — GNEISS GRANITIQUE (Trois-Épis).

*Nicols croisés. Grossissement : 33 diamètres.*

La roche est constituée par du quartz, des feldspaths potassiques (orthose et microcline) et un plagioclase acide (oligoclase-albite). Les cristaux s'enchevêtrent et s'enclavent irrégulièrement. Remarquer les gouttes caractéristiques de quartz dans le feldspath.

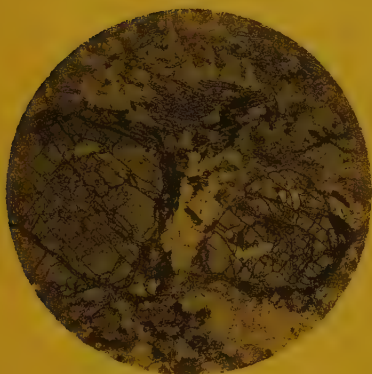
Mémoire de J. Jung



1



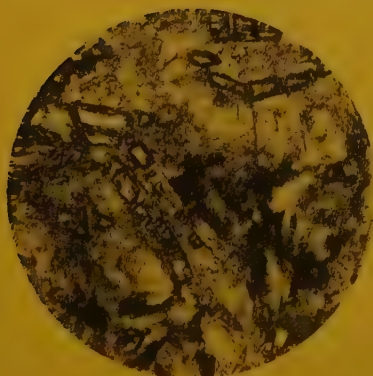
4



2



5



3



6







## PLANCHE II.

### GNEISS A AMPHIBOLE.

1. — AMPHIBOLITE A HORNBLENDE BRUNE (Le Rimpv près Sainte-Marie-aux-Mines).

*Lumière naturelle. Grossissement : 40 diamètres.*

L'élément dominant est une hornblende brune dont on remarque l'intensité variable de coloration (polychroïsme). Le plagioclase est séricitisé.

La structure est caractérisée par l'égal développement en granules des minéraux (structure granoblastique).

2. — AMPHIBOLITE A HORNBLENDE PEU COLORÉE (Lièpvre).

*Nicols croisés. Grossissement : 15 diamètres.*

Une hornblende verdâtre, presque incolore, constitue la majeure partie de la roche. On distingue quelques cristaux de plagioclase piquetés de séricite secondaire. La structure est granoblastique.

3. — AMPHIBOLITE A HORNBLENDE VERTE (Le Rimpv).

*Nicols croisés. Grossissement : 25 diamètres.*

Les éléments blancs sont plus abondants que dans les deux roches précédentes. L'orthose se développe en gros bourgeons dont l'un occupe la majeure partie de la figure. En bas et à droite un prisme de hornblende.

### GNEISS OEILLÉS.

4. — GNEISS OEILLÉ A AMPHIBOLE (Lubine).

*Lumière naturelle. Grossissement : 8 diamètres.*

La structure amygdaloïde et fluidale due à l'étirement de la roche se distingue nettement. Les yeux grisâtres sont constitués par la hornblende, les parties blanches par de l'orthose et du quartz. Les petits grains noirs, opaques, sont de l'anatase.

5. — GNEISS OEILLÉ (Petit-Rombach).

*Lumière naturelle. Grossissement : 8 diamètres.*

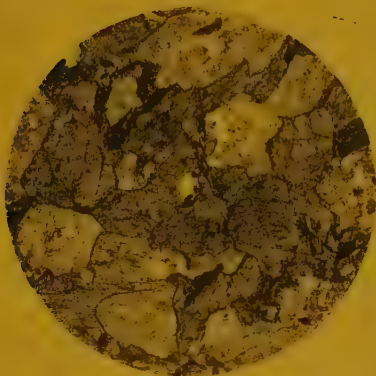
On reconnaît sans peine que la structure de la roche est due à l'écrasement (comparer avec la structure des mylonites, Pl. III, 2 et 3). Les yeux sont surtout constitués par de l'orthose et la pâte par des débris de feldspath, de la biotite et de l'amphibole. Ces minéraux n'ont pas intégralement conservé la forme de cristaux brisés, ils ont partiellement recristallisé (voir 6).

6. — GNEISS OEILLÉ (Partie de 5).

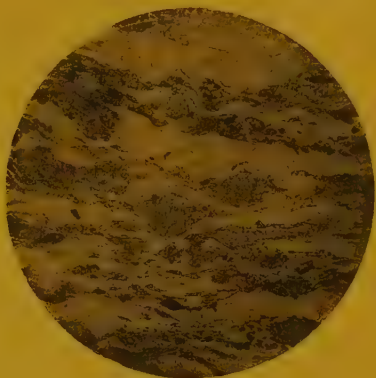
*Nicols croisés. Grossissement : 40 diamètres.*

Les yeux des gneiss œillés n'ont pas conservé la forme primitive de débris ; ils ont été secondairement accrus et se sont soudés les uns aux autres. Contours crénelés et aspect spongieux de cristaux d'orthose qui se sont développés en contournant ou en englobant d'autres débris, parfois de nature différente.

Mémoire de J. Jung



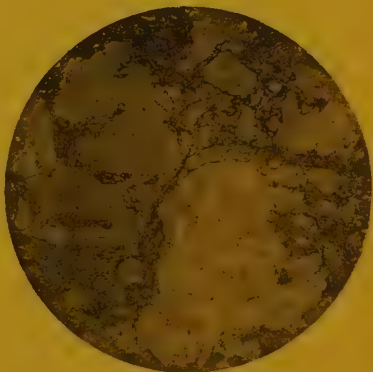
1



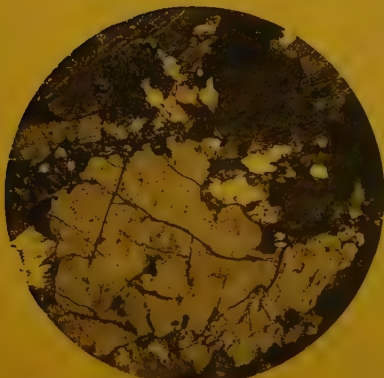
4



2



5



3



6





## PLANCHE III.

### MYLONITES.

1. — GRANITE A STRUCTURE CATACLASTIQUE (Brifosse près de Sainte-Marie-aux-Mines).

*Lumière naturelle. Grossissement : 12 diamètres.*

La structure habituelle du granite est sensiblement modifiée par l'écrasement. Entre nicols croisés s'observe l'extinction onduleuse des quartz et des plagioclases à clivages tordus.

Le fait remarquable est la transformation minéralogique dont la biotite est le siège. La biotite primitive intacte, très colorée, s'observe en amas dans le quartier supérieur droit de la photographie. Dans le quartier supérieur gauche, ce minéral est parcouru par un réseau de veinules indiquant sa transformation en paillettes de biotite sériciteuse, peu colorée. Celle-ci se forme également comme élément nouveau dans les fissures et interstices de la roche (quartier inférieur gauche).

La transformation de la biotite se fait avec élimination de titane qui s'individualise sous forme d'anatase. Sur la photographie l'anatase est d'un noir opaque. Il constitue un cristal pyramidé (quartier inférieur gauche) et une poussière de petits granules.

2. — MYLONITE (Lièpvre).

*Lumière naturelle. Grossissement : 12 diamètres.*

L'écrasement est beaucoup plus intense que sur le cliché 1. La structure primitive a totalement disparu.

3. — MYLONITE (Lièpvre).

*Lumière naturelle. Grossissement : 15 diamètres.*

Gneiss ou granite complètement laminé. L'opacité de la pâte dans laquelle nagent les débris visibles est due au développement de la biotite secondaire sériciteuse.

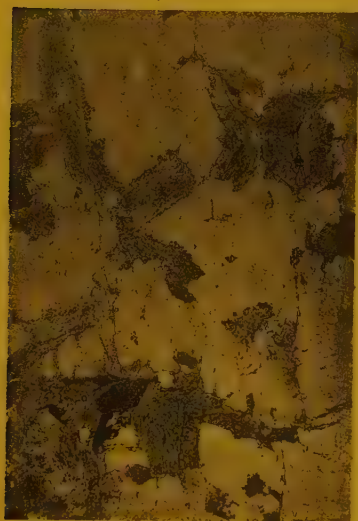
4. — MYLONITE (Lièpvre).

*Lumière naturelle. Grossissement : 30 diamètres.*

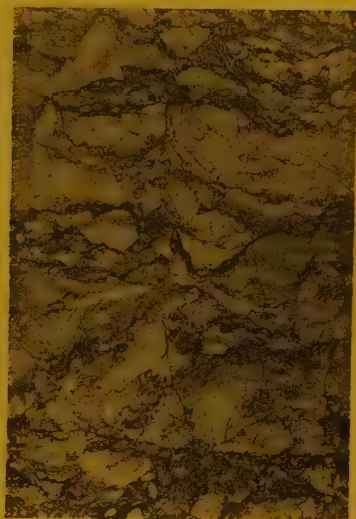
Terme extrême du laminage : la dimension des plus grands débris n'excède pas un tiers de millimètre ; le feutrage de biotite secondaire est très important. L'aspect de la roche à l'œil nu est celui d'un schiste noir.

---

Mémoire de J. Jung



1



2



3



4







## PLANCHE IV.

### PHASES SUCCESSIVES DU LAMINAGE DU GRANITE DU BILSTEIN.

#### 1. — GRANITE DU BILSTEIN (Chapelle de Dusenbach).

*Nicols croisés. Grossissement : 35 diamètres.*

Aspect le plus commun du granite du Bilstein. La torsion des plagioclases maclés est parfaitement visible et montre que la schistosité de la roche est due au laminage. Apparition entre les grands cristaux d'une pâte de débris.

#### 2. — GRANITE DU BILSTEIN (Chapelle de Dusenbach).

*Nicols croisés. Grossissement : 25 diamètres.*

L'écrasement est plus intense. Des yeux s'individualisent dans la pâte de fins débris. L'accroissement secondaire des débris, qui en fait des cristaux à contours spongieux, apparente le granite du Bilstein non aux mylonites mais aux gneiss ceillés (Pl. II, 6).

#### 3. — GRANITE DU BILSTEIN (Chapelle de Dusenbach).

*Nicols croisés. Grossissement : 25 diamètres.*

Terme extrême du laminage. La sérécité secondaire souligne par endroits la schistosité (bord supérieur du cliché).

---

Mémoire de J. Jung



1



2



3





## PLANCHE V.

### ROCHES SÉDIMENTAIRES DÉVONO-DINANTIENNES.

#### 1. — CALCAIRE DÉVONIEN (Russ).

*Lumière naturelle. Grossissement : 6 diamètres.*

Ce calcaire est essentiellement constitué par les produits des démantèlement de récifs. On y distingue des fragments de Polypiers et d'Encrines, nageant dans une vase mi-détritique et mi-organique. Aucun Foraminifère ne prend part à la constitution du calcaire dévonien.

#### 2. — CALCAIRE VISÉEN (Willer).

*Lumière naturelle. Grossissement : 20 diamètres.*

Calcaire gréseux et oolitique, à entroques. Les Foraminifères sont abondants : au centre de la photographie, section de *Endothyra*, genre caractéristique du Carbonifère inférieur.

#### 3. — SCHISTE À RADIOLAIRES (Moosch).

*Lumière naturelle. Grossissement : 30 diamètres.*

Les schistes à Radiolaires du massif des Ballons, d'un moins beau développement que ceux du massif de la Bruche, offrant cependant un grand intérêt stratigraphique.

### PÉRIDOTITES ET SERPENTINES.

#### 4. — PÉRIDOTITE À KÉLYPHITE (Col des Bagenelles).

*Lumière naturelle. Grossissement : 35 diamètres.*

La péridotite est en voie de serpentinisation. Dans le secteur de gauche se distingue l'emplacement d'un gros grenat actuellement pseudomorphosé en un mélange d'amphibole et de spinelle (kélyphite).

#### 5. — KÉLYPHITE DE LA PÉRIDOTITE (Partie de 4).

*Lumière naturelle. Grossissement : 80 diamètres.*

La kélyphite est constituée par la syncrystallisation d'amphibole et de spinelle. Le spinelle se distingue immédiatement grâce à son fort relief : il apparaît sous forme de larmes ou de baguettes, grossièrement orientées suivant les clivages à 120° de l'amphibole qui les contient.

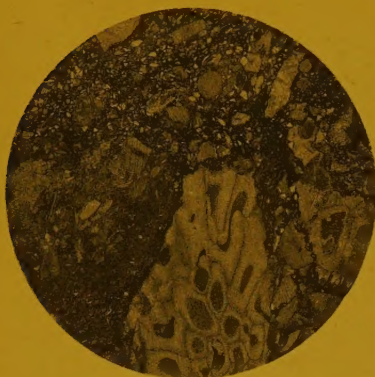
#### 6. — PÉRIDOTITE À HORNBLÉNDE SERPENTINISÉE (Sainte-Croix-aux-Mines).

*Lumière naturelle. Grossissement : 10 diamètres.*

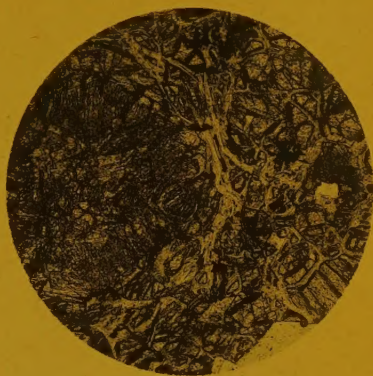
Le péridot entièrement serpentinisé n'apparaît pas sur la photographie. L'amphibole, dont la serpentinisation n'est que partielle, est seule visible, elle est ici particulièrement abondante.



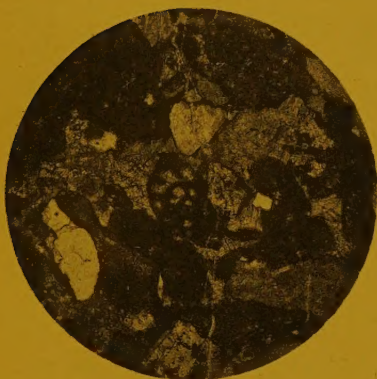
Mémoire de J. Jung



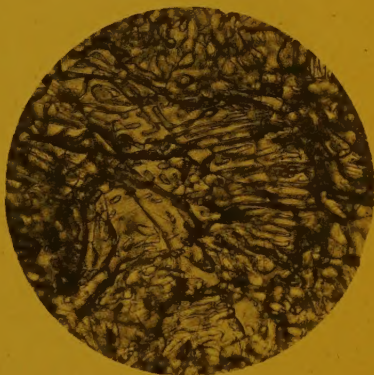
1



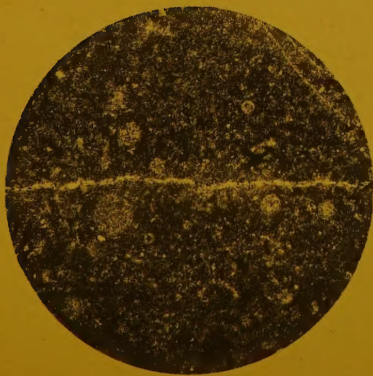
4



2



5



3



6





